

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR des SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Département de Physique

Mémoire de master Physique et Applications

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

Etude de la cyclogenèse au large des côtes ouest africaines

Présenté par

M. Cheikh Mbaye Badji

Sous la direction du

Dr. Moctar CAMARA

Soutenu publiquement le **28/02/2017** devant le jury composé de:

M. Ibrahima SAKHO	Maître de conférences	Président de jury	UASZ
M. Mamadou Lamine Mbaye	Assistant	Rapporteur	UASZ
M. Bamol Ali SOW	Maître de conférences	Examineur	UASZ
M. Joseph S. Diatta	Assistant	Examineur	UASZ
M. Moctar Camara	Maître de conférences	Directeur de mémoire	UASZ

Stage effectué au Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat



DEDICACES

Je dédie ce travail à toute ma famille, plus particulièrement à :

- ✚ Mon père Malang Sambou Badji,*
- ✚ Ma mère Adama Djiba,*
- ✚ Ma tante Marième Bassène,*
- ✚ Mon frère aîné Lamine Badji,*
- ✚ Mes frères et sœurs,*
- ✚ Mes amis.*

QUE DIEU NOUS GARDE PARMI SES PROCHES.

REMERCIEMENTS

Ce travail de mémoire a été réalisé au Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC).

Tout d'abord, je tiens vivement à remercier et témoigner toute ma reconnaissance à mon Directeur de mémoire, Monsieur Moctar Camara, de m'avoir accepté et de m'avoir mis dans d'excellentes conditions de travail. Je le remercie pour ses conseils, sa disponibilité, ses encouragements et d'avoir été mon interlocuteur privilégié tout au long de ce travail.

Je remercie également les enseignants chercheurs du département de Physique: Dr Samo Diatta, Dr Bamol Ali Sow, Dr Moustapha Thiame, Dr Ababacar Ndiaye, Dr Diouma Kobor, Dr Lat Grand Ndiaye, Dr Ibrahima Sakho, Dr Mamadou Lamine Mbaye, Dr Joseph Diatta et Modou Tine.

Je ne saurais continuer sans remercier aussi les doctorants: Ibrahima DIBA, Alioune B. SARR, Moustapha SOW, Hamadou N. Sabaly ainsi que toute l'équipe de (LOSEC) ayant su répondre à mes interrogations sur ce mémoire.

Je remercie tous les membres de ma famille qui m'ont toujours encouragé et soutenu pour la réalisation de ce travail.

Enfin, je remercie toute ma promotion, mes amis et connaissances, qui de près ou de loin m'ont soutenu pendant la réalisation de ce mémoire.

J'en oublie certainement, mais je suis extrêmement reconnaissant envers l'ensemble des personnes que j'ai pu côtoyer au cours de ce mémoire.

Encore Merci à tous, que Dieu vous bénisse.

Table des Matières

LISTE DES FIGURES.....	IV
LISTE DES TABLEAUX.....	VI
LISTE DES ACRONYMES.....	VII
RESUME.....	VIII
ABSTRACT.....	IX
INTRODUCTION.....	1
Chapitre 1 Généralités sur la cyclogenèse.....	3
1.1. Définition et structure d'un cyclone tropical.....	4
1.2. Mécanisme de formation d'un cyclone tropical.....	7
1.2.1. Les contraintes énergétiques.....	8
1.2.2. Les contraintes dynamiques.....	8
1.3. Circulation atmosphérique moyenne en Afrique de l'Ouest en été.....	9
1.4. Lien entre la cyclogenèse et la zone de convergence intertropicale (ZCIT).....	10
1.5. Lien entre la cyclogenèse et les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM).....	11
1.6. Lien entre la cyclogenèse et les Ondes d'Est Africaines (OEA).....	14
1.6.1 Le Jet d'Est Africain (JEA).....	14
1.6.2 Le Jet d'Est Tropical (JET).....	15
Chapitre 2 : Données et Méthodes.....	16
2.1. Zone d'étude.....	17
2.2. Description des données.....	18
2.2.1. Les réanalyses ERA-Intérim.....	18
2.2.2. Les données du National Hurricane Center (NHC).....	19
2.2.3. Les données d'observations d'OLR.....	20
2.3. La méthodologie.....	20
Chapitre 3 : Résultats et Discussion.....	23
3.1 Analyse statistique de la cyclogenèse.....	24
3.2 Climatologie de la période 1996-2012.....	33
3.3 Variabilité interannuelle de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord.....	36
3.4 Etude de cas : Ouragan Georges.....	40
Conclusion générale et perspectives.....	53
Références.....	54

Liste des Figures

Figure	Page
1.1 Carte mondiale des cyclones tropicaux. Site : www.cyclonextreme.com/cyclonedicoddefinition.htm	4
1.2 Structure générale d'un cyclone. Site: www.futura-sciences.com	6
1.3 Coupe horizontale d'un cyclone tropical. Site: www.meteofrance.fr	6
1.4 Coupe verticale d'un cyclone tropical. Source: www.meteofrance.fr	7
1.5 Illustration de la zone de convergence inter tropicale. Site : www.papodemeteoro.blogspot.com	11
1.6 Schéma conceptuel d'une ligne de grain.....	14
2.1 Présentation de la zone d'étude de cyclogenèse.....	17
3.1 Evolution du nombre de tempêtes tropicales par an sur la période 1970-2015 dans le Bassin atlantique.....	24
3.2 Evolution du nombre d'ouragans par an sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord.....	25
3.3 Evolution du nombre d'ouragans majeurs par an sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord.....	25
3.4 L'anomalie des tempêtes tropicales sur la période 1970-2015 dans le bassin Atlantique nord.....	26
3.5 Evolution du nombre de tempêtes tropicales par an à 40°W.....	27
3.6 Evolution du nombre d'ouragans par an au large des côtes ouest africaines à 40°W.....	27
3.7 Evolution du nombre d'ouragans majeurs par an au large des côtes ouest africaines jusqu'à 40°W sur la période 1970-2015.....	28
3.8 Anomalies des tempêtes tropicales à 40°W sur la période 1970-2015.....	28
3.9 Anomalie des ouragans sur la période 1970-2015 à 40°W.....	29
3.10 Anomalie des ouragans majeurs à 40°W sur la période 1970-2015.....	30
3.11a Evolution des ACE en fonction des années dans le bassin atlantique.....	30
3.11b Histogramme sur l'évolution des ACE en fonction des années dans le bassin atlantique.....	31
3.12 Evolution annuelle de l'activité cyclonique sommée mensuellement sur la période 1970 à 2015 dans le bassin atlantique. Ces statistiques sont déduites des données de la NHC.....	31
3.13 Evolution annuelle de l'activité cyclonique sommée mensuellement sur la période 1970 à 2015 à 40°W au large des côtes ouest africaines. Ces statistiques sont déduites des données de la NHC.....	32
3.14 Moyenne du champ de vent à 200 hPa en m/s sur la période Juin-Septembre de 1996 à 2012. Les flèches indiquent la direction du vent.....	33
3.15 Moyenne du champ de vent à 700 hPa en m/s sur la période Juin-Septembre de 1996 à 2012. Les flèches indiquent la direction du vent.....	34
3.16 Moyenne du champ de vent en m/s sur la période Juin-Septembre de 1996 à 2012, pour le niveau de pression 925 hPa. Les lignes représentent la direction du vent.....	35
3.17 Variance du vent méridien filtrée à 700 hPa sur la période 3-5 jours en été (JJAS) de 1996 à 2012.....	36
3.18 Moyenne du champ OLR des 4 années les plus riches en cyclones (en .a), des 4 années les plus pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c).....	37
3.19 La moyenne de l'humidité relative des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c).....	38
3.20 Moyenne du champ de vent superposé au module du vent (réanalyses ERA-Interim) des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur	

différence (en .c).....	39
3.21 Moyenne de la pression réduite au niveau de la mer des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c).....	40
3.22 Image de l'ouragan « Georges » prise le 20 septembre 1998 à 8h00 (Source : météo France).....	41
3.23 Evolution de l'ouragan « Georges » 3 jours avant et 2 jours après sa naissance le 15 septembre 1998. Les lignes en flèches (streamlines en anglais) représentent la direction du champ de vent superposé au module à 700 hPa et la croix bleue représente la position de naissance de l'ouragan « Georges ».....	45
3.24 Comportement du champ de vent à 3 jours avant et 2 jours après la naissance de « Georges » le 15 septembre 1998. Les lignes en flèches (streamlines en anglais) représentent la direction du champ de vent superposé au module à 200 hPa et la croix bleue représente la position de naissance de l'ouragan « Georges ».....	47
3.25 Rayonnement à Ondes Longues (OutgoingLongwave Radiation en anglais) à 700 hPa du 12 au 17 septembre 1998.....	49
3.26 Humidité relative du 12 au 17 septembre 1998 à 700 hPa de J-3 à J+2 (avec J=15 septembre 1988).....	51
3.27 Le champ de pression à 700 hPa (réanalyses ERA-Interim) en septembre 1998.....	52

Liste des Tableaux

Tableau	Page
2.1	Activité cyclonique de 1970 à 2015 durant le cycle saisonnier cyclonique à 40°W19
2.2	Activité cyclonique de 1970 à 2015 durant le cycle saisonnier cyclonique dans le bassin Atlantique Nord.....20
3.1	Récapitulatif sur les impacts de l'ouragan « GEORGE ».....43

Liste des Acronymes

ACE:	Accumulated Cyclone Energy
AMMA:	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
CAPE :	Convective Available Potentiel Energy
CDO :	Climate Data Operator
ECMWF :	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO :	El Nino Southern Oscillation
FAO :	Food and Agriculture Organisation
FIT :	Front Inter Tropical
HSU :	Hurican Specific Unity
JEA :	Jet d'Est Africain
JET :	Jet d'Est Tropical
MCS :	Méso-Convective System
MCV :	Mesoscale Convective Vortice
MDR :	Main Development Region
MSLP :	Mean Sea Level Pressure
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
NHC :	National Hurricane Center
NOAA :	National Oceanic and Atmosphéric Administration
OEA :	Onde d'Est Africain
OLR :	Outgoing Longwave Radiation
OMM :	Organisation Météorologique Mondiale
PC :	Potentiel de Convection
QBO :	Quasi-Biennal Oscillation
SAL :	Saharan Air Layer
SHL :	Saharan Heat Low
SMIAR :	Système Mondial d'Information et d'Alerte Rapide
SST :	Sea Surface Temperature
TIROS :	Television Infrared Observation
WAHL :	West African Heat Low
ZCIT :	Zone de Convergence Inter- Tropicale

Résumé

Dans ce travail, nous avons d'abord réalisé une étude statistique de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord, suivie d'une étude climatologique et de la variabilité interannuelle de l'activité cyclonique. Le cas d'étude de la cyclogenèse de l'ouragan « Georges » qui s'est formé au large des côtes ouest africaines (9,7°N et 25,1°W) le 15 septembre 1998 a été présenté dans la dernière partie. L'étude statistique montre que l'année 2005 est la plus active en terme de formation de cyclones suivie de l'année 1995 et que les mois d'Août et Septembre sont les plus actifs du point de vue de l'activité cyclonique quand on considère l'ensemble du bassin Atlantique. L'étude du rayonnement à ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère (OLR: Outgoing Longwave Radiation en anglais) et de la pression montre que quand ces deux paramètres augmentent, l'activité cyclonique diminue et inversement, ce qui montre que la cyclogenèse est favorisée par une forte convection et une situation dépressionnaire. Dans la dernière partie du travail consacrée au cas d'étude de l'ouragan Georges, les résultats montrent que le précurseur de cet ouragan est une Onde d'Est Africaine (OEA) qui a probablement initié une activité convective vers 9,7°N ; 25,1°W et que les conditions favorables à la cyclogenèse sont entre autres: une forte convection (faible valeur de l'OLR), une situation dépressionnaire (faible pression) et une forte humidité relative.

Mots Clés

Cyclogenèse, Cyclones, Ouragan, Systèmes Convectifs de Mésoscale, l'Atlantique Nord.

Abstract

In this work, we first carried out a statistical study of cyclogenesis in the Northern Atlantic, followed by a climatological and an interannual variability study. The case study of the cyclogenesis of Hurricane "Georges", which was formed along the West African coasts (9.7° N and 25.1° W) on September 15th, 1998, was presented. The statistical analysis shows that the year 2005 is the most active in terms of cyclone formation followed by the year 1995 and that the months of August and September are the most active in terms of cyclonic activity. The study of the Outgoing Longwave Radiation field and the pressure shows that when these two parameters increase, the cyclonic activity decreases and vice versa. This result suggest that the cyclogenesis is favoured by a strong convection and a lower pression environment. In the latter part of the work, we studied Hurricane "Georges", which was formed along the coast of West Africa on September 15th, 1998. The results show that the precursor of Hurricane "Georges" is an East African wave (EAW), which probably initiated convective activity at 9.7° N; 25.1° W and that conditions favourable to cyclogenesis are among others: low OLR, low pressure and high relative humidity.

Keywords

Cyclogenesis, Cyclones, Hurricane, Meso Scale Convective Systems, Northern Atlantic.

Introduction

La première couche de l'atmosphère terrestre appelée troposphère est le siège de toute une variété de phénomènes météorologiques comme le brouillard, les orages, les tornades, les cyclones tropicaux, extratropicaux, les systèmes convectifs de méso échelle. Selon Houze (1977), «un système convectif de méso-échelle (ou Méso-scale Convective System en Anglais MCS) est un système nuageux qui apparaît en association avec des orages produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale de l'ordre de 100 km ou plus dans au moins une direction ». L'évolution d'un MCS jusqu'à la dépression tropicale a beaucoup été étudiée au cours de ces dernières années. Ces études ont montré que les MCS possèdent des vortex cycloniques en moyenne troposphère et que ces derniers joueraient un rôle déterminant dans la cyclogenèse (Ritchie and Holland, 1997 ; Simpson et al. 1997). Ces phénomènes météorologiques se forment en général dans les zones accidentées et ont une trajectoire d'Est en Ouest. Durant leur passage aux larges des côtes, certains s'affaiblissent et se dissipent pendant que d'autres se renforcent pour évoluer en dépression tropicale (cyclogenèse) qui représente le premier stade d'évolution du cyclone tropical. Ces dépressions évoluent ensuite pour donner naissance aux tempêtes tropicales qui à leur tour aboutissent aux ouragans. Ces événements apportent des précipitations indispensables à l'activité humaine (l'agriculture), mais sont aussi une source de dangers publics (inondations, dégâts matériels et humains).

Ces « monstres » très puissants peuvent être très meurtriers et entraîner des tragédies comme celle du Myanmar dans l'Océan Indien en mai 2008 avec le passage du cyclone Nargis ayant entraîné la mort et la disparition de plus de 133 600 personnes et ayant sinistré 2,4 millions de personnes (Jolivet, 2010).

L'observation, la compréhension, la prévision ainsi que l'alerte sont les seuls remparts contre les effets dévastateurs de ces phénomènes. Ce qui justifie tout effort de recherche pour mieux les comprendre et éventuellement mieux les prévoir.

L'objectif de ce travail est d'étudier la variabilité saisonnière et interannuelle de la cyclogenèse et de comprendre le mécanisme de formation des cyclones (cyclogenèse) à travers le cas d'étude de la genèse de l'ouragan « Georges » qui s'est formé le 15 septembre 1998 vers 25°W et 9,7°N au large des côtes ouest africaines.

Ce mémoire est structuré comme suit:

Le **chapitre 1** présente les généralités sur les cyclones tropicaux dans l'Atlantique Nord, notamment un rappel sur les conditions dynamiques et thermodynamiques qui interviennent dans la formation des cyclones tropicaux en général. Le lien entre la cyclogenèse et les facteurs comme: les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), les ondes d'Est africaines, les lignes de grains, la zone de convergence intertropicale (ZCIT) est aussi présenté.

Le **chapitre 2** décrit les données et méthodes utilisées.

Le **chapitre 3** présente les résultats suivis de discussions.

Chapitre 1

Généralités sur la cyclogenèse

Dans ce chapitre, nous présentons les généralités sur la cyclogénèse notamment un rappel sur les conditions dynamiques et thermodynamiques nécessaires à la formation des cyclones tropicaux. Nous montrons le lien qui existe entre la cyclogénèse et les phénomènes comme les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS), les ondes d'Est africaines, les lignes de grain, la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Les mécanismes mis en jeu lors de l'évolution d'un système convectif de méso-échelle (MCS) en dépression tropicale seront aussi présentés.

1.1 Définition et structure d'un cyclone tropical

- **Etymologie et définition du mot cyclone**

Le mot cyclone (hurricane) vient des premiers habitants des îles des Caraïbes. Hunrak en était le Dieu des tempêtes qu'ils vénéraient ou redoutaient. Les Espagnols adoptèrent ce mot sous la forme de huracan qui donna en anglais hurricane. Il est intéressant de consulter le « Petit Robert » qui répertorie le mot comme anglicisme utilisé en français pour désigner les ouragans d'Amérique centrale où sévissent de « violents ouragans ».

En Chine et dans le Pacifique Nord-Ouest, le phénomène trouve la dénomination de typhon. C'est également un mot grec qui signifie « typhon » c'est-à-dire de grands vents. Ce terme voyagea jusqu'en Chine où il trouva le nom de « t'aifung ». Marco Polo ramena cet enfant prodigue en Europe pour donner les « typhons ». Les Australiens lui donnent le nom de Willy Willy (Voir Fig.1.1), les Philippines indiquent sa venue par Baguios, en Amérique centrale son nom de code est « cordonazo ».



Figure 1.1 : Carte mondiale des cyclones tropicaux
(Sources: www.cyclonextreme.com/cyclonedicodefinition.htm)

Les ouragans sont toujours associés à une profonde dépression tropicale. Cette dernière cherche ses origines dans un jeu complexe d'amorces qui enclenchent le processus. Ce phénomène tempétueux est essentiellement maritime, car il ne se crée qu'au-dessus des eaux chaudes de la ceinture tropicale des océans de cette planète terre. Chaque année un plusieurs phénomènes cycloniques se produisent dans les eaux chaudes de la planète (Sall et al. 2006).

Selon le vocabulaire météorologique international (WMO, 1992) : *les cyclones tropicaux sont des perturbations d'échelle synoptique non accompagnées d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales, présentant une activité convective organisée et une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude.*

Il faut imaginer un ouragan comme une énorme machine thermodynamique circulaire, elle tourne sur elle-même et se déplace selon le flux océanique tropical, d'Est vers l'Ouest, avant d'infléchir sa route vers le Nord-Est et de s'épuiser dans les eaux tempérées réputées plus froides. C'est une toupie qui se gorge d'air chaud et d'humidité à la surface des océans. Ces carburants naturels lui servent à fabriquer des vents d'une violence inouïe et des pluies torrentielles. Cette toupie se déplace selon son humeur à la vitesse d'un cycliste ($20 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$). A chaque coup de pédale, notre toupie puise dans l'océan de l'air chaud et de l'humidité qui sont les véritables carburants de sa puissance.

La structure générale d'un cyclone est caractérisée par une masse nuageuse pouvant s'étendre sur un rayon de 500 km à 1000 km, organisée en bandes spiralées (Fig. 1.2). Au cœur de cet anneau se trouve la partie centrale appelée œil du cyclone (Fig. 1.2). Les vents et les précipitations y sont nuls mais la pression est en revanche minimale. L'œil (Fig. 1.2) est la région la plus chaude, dégagée et sèche en moyenne troposphère mais souvent avec des nuages dans les basses couches où l'air est presque sec. Il a un diamètre de 20 km à 100 km. Autour de l'œil, se trouve le mur de l'œil qui est un mur de cumulonimbus situé à quelques dizaines de km du centre. On y trouve les vents les plus violents et une forte activité convective sur un diamètre moyen d'environ 150 km ; sa largeur radiale est de l'ordre de 20 km à 100 km (Fig. 1.3).

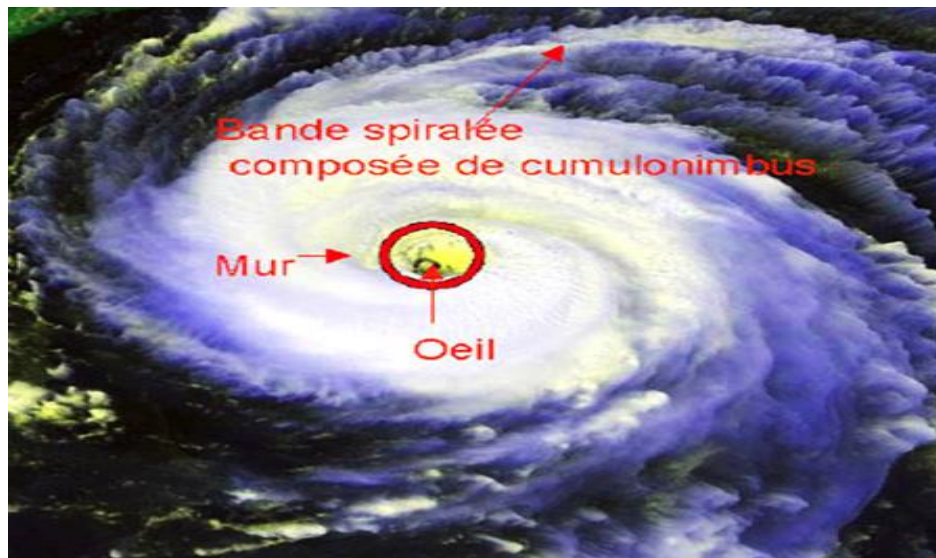


Figure 1.2: Structure générale d'un cyclone
(Source: www.futura-sciences.com)

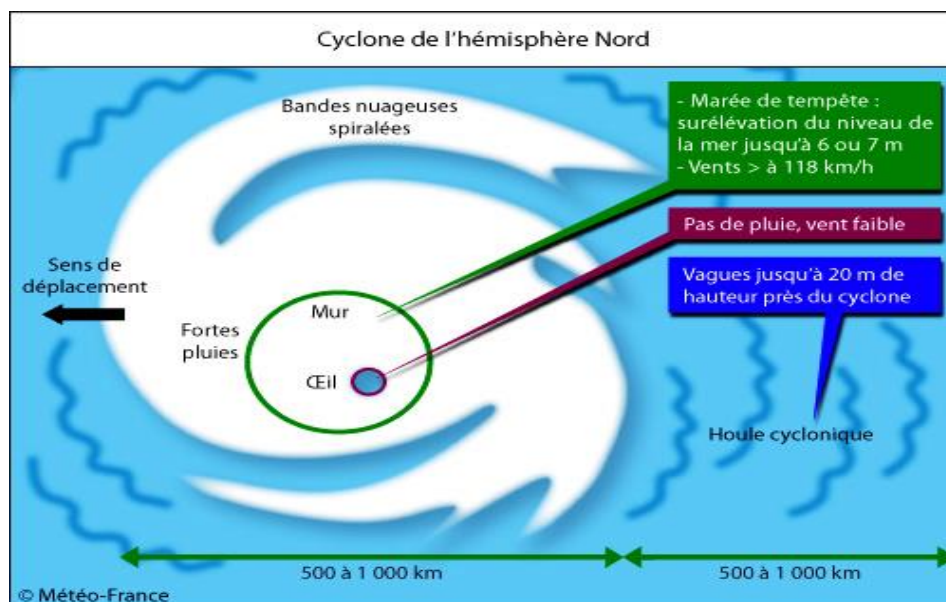


Figure 1.3 : Coupe horizontale d'un cyclone tropical
(Source: www.meteofrance.fr)

Les régions tropicales sont le siège de violentes perturbations atmosphériques communément appelées "**cyclones**". Ces phénomènes tourbillonnaires, de pression centrale très basse tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud et dans le sens contraire dans l'hémisphère nord. Ils mesurent de 500 à 1000 km de diamètre et sont pourvus d'un centre visible sur les images satellitaires : l'œil du cyclone. D'un diamètre de 30 à 60 km en général (parfois jusqu'à 150 km), cet œil est une zone d'accalmie sans précipitation et avec un vent faible. La zone autour de l'œil est constituée de cumulonimbus dont le sommet atteint 12 à 15 km d'altitude. Ce "mur" de nuages produit les effets les plus dévastateurs : les vents y soufflent jusqu'à $300 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ et les pluies y sont diluviennes (voir Fig. 1.4).

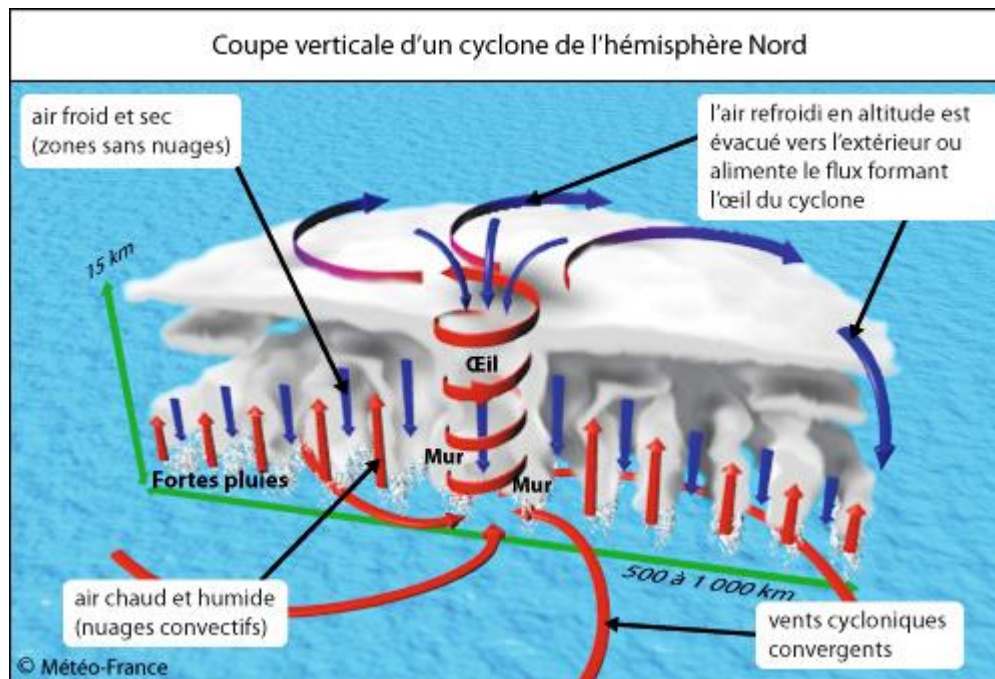


Figure 1.4: Coupe verticale d'un cyclone tropical
(Source: www.meteofrance.fr)

1.2 Mécanisme de formation d'un cyclone tropical

Les cyclones tropicaux se forment tous à partir de perturbations pluvio-orageuses dont la taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Ces amas appelés aussi « clusters » se forment puis se dissipent au cours d'une période de temps pouvant aller de quelques heures à une journée environ (Gray, 1975). Certains de ces événements sont capables de maintenir leur activité convective de manière persistante et d'évoluer ainsi en perturbations cycloniques. Nous passerons en revue dans cette section les conditions favorables au développement des cyclones ainsi que les théories sur les mécanismes mis en jeu lors de la cyclogenèse.

Seulement certaines régions et certaines périodes sont favorables à la formation de phénomènes cycloniques car elles possèdent les caractéristiques essentielles pour la mise en place d'une cyclogenèse. La présence des eaux chaudes à proximité de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), l'accélération du flux de mousson, le renforcement des alizés et la présence des Ondes d'Est Africaines (OEA) quasi permanentes en été boréal favorisent l'activité cyclonique mais ne sont pas suffisants. Des analyses composites de certains paramètres météorologiques et océanographiques (Gray, 1968; 1975; 1979) ont permis de mettre en évidence 7 critères d'ordre énergétiques (ou climatologiques) et dynamiques de la cyclogenèse.

1.2.1 Les contraintes énergétiques

- La température de l'eau à la surface sur au moins 60 mètres de profondeur doit être supérieure à 26,5 °C, sur une très large étendue maritime. Ces eaux chaudes vont en fait servir de « carburant » au système. Cette condition énergétique est indispensable et explique l'absence de cyclogenèse dans l'Atlantique sud et le Pacifique sud-est du fait de la remontée d'eaux froides ou upwellings dans ces bassins. On parle alors du contenu thermique de l'océan superficiel (Tropical Cyclone Heat Potential) pour traduire le potentiel d'énergie disponible dans la couche de mélange océanique pouvant être absorbé par le cyclone via les flux air-mer qui sont d'autant plus efficaces que la température de surface de la mer (SST) est élevée.
- Entre la surface et les couches moyennes de l'atmosphère: l'atmosphère doit posséder une instabilité convective potentielle suffisamment élevée pour permettre aux particules de monter facilement vers les hautes couches de l'atmosphère.
- L'humidité relative en moyenne troposphère doit être suffisamment élevée: on considère comme valeur minimale nécessaire une humidité de 70% de 700 hPa à 400 hPa. La saturation de la moyenne troposphère est l'une des phases « clef » dans la transformation d'une perturbation tropicale en phénomène cyclonique. Ces conditions énergétiques sont présentes en quasi-permanence pendant la saison cyclonique. Les cyclones tropicaux qui sont des perturbations cycloniques tropicales interviennent fréquemment lors des périodes actives de 2 à 3 semaines, entrecoupées de phases plus calmes de durées similaires. Ces variations résultent vraisemblablement d'une modulation des conditions d'environnement, plus ou moins favorables à la cyclogenèse. Des contraintes de type dynamique doivent donc être prises en compte.

1.2.2 Les contraintes dynamiques

- Le mouvement tourbillonnaire ne peut s'amorcer que pour des latitudes supérieures à 5° ou 6° nord ou sud. Ce tourbillon étant proportionnel au paramètre de Coriolis, il s'annule à l'équateur aux latitudes 0°. Toutefois, des cas de cyclogenèse ont déjà été observés proches de l'équateur.
- Le cisaillement vertical de vent est aussi un élément important pour la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord dans la mesure où de faibles valeurs de cisaillement sont nécessaires à l'organisation de la convection profonde. Le cisaillement vertical du vent horizontal doit rester faible à modéré entre la surface et les couches élevées. Une valeur inférieure à 10 $m.s^{-1}$ de la surface à 100 hPa est admise (DeMaria et al. 1993). En effet, de trop forts contrastes en direction ainsi qu'en intensité conduiraient à répartir sur une vaste région

l'énergie apportée en altitude par les courants ascendants, ce qui irrémédiablement nuirait à la formation ou au renforcement du phénomène cyclonique. D'ailleurs, il a été montré que le cisaillement de vent est un précurseur dynamique majeur permettant de distinguer les systèmes convectifs évoluant en cyclones tropicaux et ceux qui ne se développent pas (McBride and Zehr, 1981).

Le cisaillement vertical du vent entre les basses couches (925 hPa) et les hautes couches (200 hPa) de l'atmosphère est calculé suivant la formule utilisée par Chu (2002).

$$CIS = \sqrt{(U_{200} - U_{925})^2 + (V_{200} - V_{925})^2} \quad (1.1)$$

- Une divergence ou une évacuation généralisée au niveau des couches supérieures de la troposphère permettant au flux vertical de s'échapper. Ceci est nécessaire à l'entretien du système.
- L'existence au préalable d'une perturbation autrement dit les précurseurs comme (les lignes de grains, les ondes d'Est, les MCSs) présentant un tourbillon relatif des basses couches (potentialité de cyclogenèse). C'est cette perturbation initiale qui en se creusant devient une dépression tropicale puis une tempête tropicale et enfin un cyclone.

Rappelons que les fluctuations environnementales saisonnières d'échelle planétaire, comme l'oscillation australe (ENSO) et l'oscillation quasi-biennale (QBO), modulent l'activité cyclonique (Gray, 1984). A cela se rajoutent les modulations intra saisonnières telles que l'oscillation de Madden-Julian qui modifie les vents troposphériques dans la ceinture intertropicale, notamment sur l'Océan Indien. Il apparaît alors difficile de prévoir avec exactitude le moment de formation d'un cyclone malgré la présence de conditions énergétiques et dynamiques favorables. Toutefois, des études ont permis de faire apparaître les conditions synoptiques favorables ou non à l'apparition de cyclogenèse mais les détails aux échelles convectives et moyenne échelle restent mal appréhendés.

1.3 Circulation atmosphérique moyenne en Afrique de l'Ouest en été

La zone d'éclairement solaire maximal se déplace autour de l'équateur terrestre tout au long de l'année. Cette zone est appelée « équateur météorologique » et se situe majoritairement en régions océaniques. Elle se caractérise par une évaporation importante en surface pendant la journée. La vapeur d'eau accumulée en journée est amenée à se condenser en fin d'après-midi lorsque la température diminue par refroidissement radiatif en moyenne et haute troposphère, donnant naissance à des systèmes orageux qui atteignent un maximum d'extension et d'intensité au cours de la nuit. La circulation cyclonique et convergente en basse troposphère induite par le cisaillement entre ces deux vents intensifie la convection profonde, ce qui a pour effet d'augmenter la divergence des vents en haute troposphère. L'importance d'une circulation cyclonique et convergente en basse troposphère est accompagnée par la cyclogenèse tropicale.

1.4 Lien entre la cyclogénèse et la zone de convergence intertropicale

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) correspond à une zone de basse pression que l'on trouve dans la bande équatoriale. L'air dans cette région suit un mouvement ascendant de la surface vers les hautes régions de la troposphère. Ce mouvement est causé par la convection de l'air qui s'élève au-dessus du sol très chaud de l'équateur. Cette air se refroidit en montant et se condense pour former de gros nuages. Cela explique les fortes précipitations ainsi que la densité des forêts équatoriales que l'on observe dans ces régions. Sur une climatologie de 20 à 70 ans, en fonction des bassins océaniques, Gray (1968) observe que durant la saison estivale de l'hémisphère Nord (Sud), les tempêtes tropicales se forment généralement dans la région de la dépression tropicale la plus proche du pôle, entre les alizés de Nord-Est (Sud-Est) et le flux de mousson de Sud-Ouest (Nord-Ouest). Ce sont ces deux courants de basse troposphère qui apportent la circulation cyclonique nécessaire à la cyclogénèse tropicale. Gray (1968) admet par ailleurs que certains cyclones tropicaux de l'Atlantique Nord se forment au large des côtes ouest africaines plus précisément à proximité des Îles du Cap Vert.

Pour illustration, les ascendances de type convectives sont le résultat d'un réchauffement local de l'air lors de la transformation de la vapeur d'eau en eau liquide puis en particules glacées. Les parcelles d'air chauffées s'élèvent en altitude tant qu'elles restent plus chaudes que leur environnement. Ce processus est d'autant plus intense que la basse troposphère est proche de la saturation en humidité. Dans les régions tropicales, très humides, le sommet des nuages dus à ces ascendances convectives atteint fréquemment la tropopause, ce qui caractérise la convection profonde. Ce type de processus physique se produit à des échelles horizontales de 1 à 100 km et temporelle de l'ordre de quelques dizaines de minutes à quelques heures.

La convection profonde le long de l'équateur météorologique est associée à une convergence des vents de basse troposphère, appelés alizés, vers la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Fig. 1.5). La ZCIT océanique constitue une région légèrement dépressionnaire limitée par l'anticyclone des Açores (Sainte-Hélène) dans l'hémisphère Nord (Sud). En été ces deux anticyclones sont décalés vers le Nord et les alizés de l'hémisphère Sud franchissent l'équateur terrestre pour devenir des vents de Sud dans l'hémisphère Nord.

C'est ce mécanisme qui déclenche le phénomène de mousson, en déplaçant les masses d'air océaniques humides vers les continents. Ce flux de mousson est accentué en Afrique de l'Ouest avec la formation d'une dépression thermique sur le Sahara (West African Heat Low ou WAHL en anglais). Les alizés de l'hémisphère Sud sont en effet attirés par cette zone dépressionnaire et prennent une orientation Sud-Ouest (SW) à proximité des côtes de l'Afrique de l'Ouest et s'enfoncent à l'intérieur du continent. En conséquence, la circulation moyenne de basse couche dans la région des

Îles du Cap vert est caractérisée par le cisaillement cyclonique entre deux forts courants: les alizés de Nord-Est et le flux de mousson de Sud-Ouest. **Ces vents jouent un rôle important dans la formation des Cyclones au large des côtes ouest africaines** dans la mesure où un cyclone tropical se caractérise par une intensification de la circulation cyclonique au sol. Ce qui nous permet de dire qu'une majorité de ces perturbations tropicales prend naissance dans la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale).

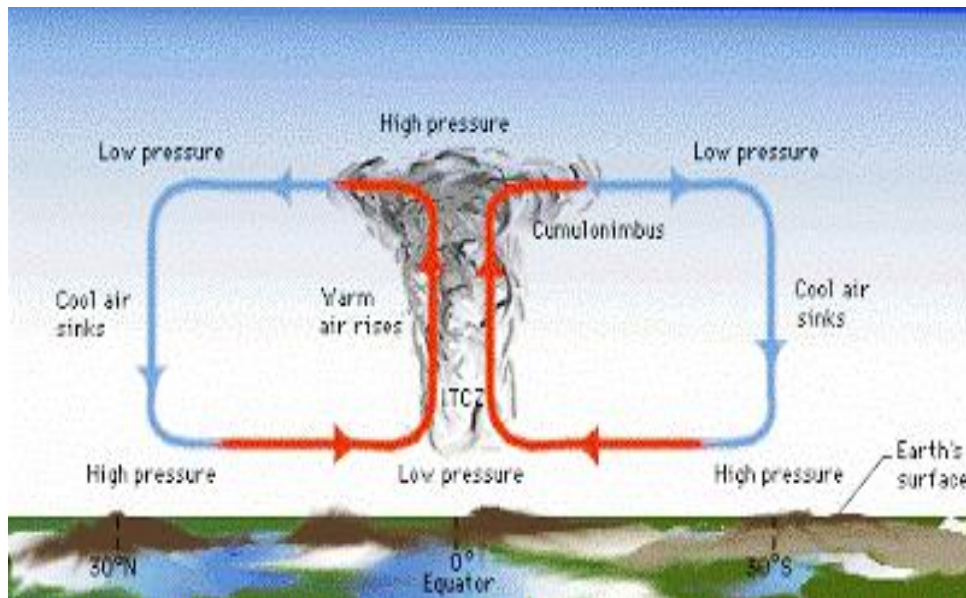


Figure 1.5 : Illustration de la zone de convergence inter tropicale
(Source : www.papodemeteoro.blogspot.com)

1.5 Lien entre la cyclogenèse et les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM)

La formation et l'évolution de structures connues sous le nom de vortex de méso échelle (MCVs) à l'intérieur des parties stratiformes des systèmes convectifs de méso-échelle (SCMs) ont été bien documentées au cours de ces dernières années (Jolivet et al., 2008). Un SCM est un ensemble d'orages violents, d'une dimension horizontale de 100 km au moins, qui peut produire des pluies torrentielles et des vents de plus de 25 m.s^{-1} .

Les nuages et précipitations peuvent s'organiser en des nuages formés de cumulonimbus regroupés en ligne. Structurellement, un SCM idéalisé contient une zone relativement limitée de convection (convergence en basse troposphère; divergence en haute troposphère) et une plus vaste région stratiforme (convergence en moyenne troposphère; divergence en basse et haute troposphère). Au sein de la convergence en moyenne troposphère de la région stratiforme d'un SCM, peuvent se développer des tourbillons d'échelle moyenne (MCV / Mesoscale Convective Vortices). Ces MCSs sont emportés par la circulation d'Est vers l'Ouest à ces latitudes, se dissipent, d'autres se redéveloppent, atteignent parfois la côte Ouest africaine et sont associés à une cyclogenèse sur

l'océan. Plus généralement ces observations suggèrent que la formation d'un cyclone tropical est le résultat d'une interaction entre plusieurs SCMs, un thalweg (crêt de l'onde) en moyenne troposphère appartenant à l'AEW, et d'autres processus synoptiques tels que le flux de mousson, les alizés...

Ces SCMs sont d'une part des perturbations à anomalies positives de températures concentrées en moyenne et haute troposphère associées à des tourbillons cycloniques en moyenne troposphère et d'autre part des perturbations à anomalies négatives dans les basses couches de la troposphère associées à des tourbillons anticycloniques près de la surface. Les systèmes naissent et se développent généralement autour du thalweg de l'onde et se dissipent habituellement sur le dorsale. Le mouvement cyclonique de moyenne troposphère dans les régions stratiformes des SCMs est essentiellement dû à la convergence associée à l'ascendance de haute troposphère et à la subsidence de basse troposphère, s'expliquant par la force de Coriolis. Certaines études ont montré que ces **SCMs sont des précurseurs de cyclogenèse tropicale** (Laing and Fritsch 1993; Camara, 2006). La persistance de son activité pluvio-orageuse est déterminante dans la transformation d'un SCM en cyclone tropical. Ainsi le critère énergétique relatif à la saturation en humidité des couches moyennes de la troposphère au sein de la zone étendue de précipitations stratiformes est essentiel. Par des mécanismes encore imparfaitement compris, cette saturation entraîne l'intensification du MCV comme réponse de l'atmosphère au chauffage convectif accumulé puis à sa descente de la moyenne vers la basse troposphère.

Ces systèmes convectifs évoluent d'Est en Ouest sur l'Afrique principalement en suivant le JEA. Le temps de vie de ces systèmes est très variable selon les conditions environnementales, il peut aller de plusieurs heures à quelques jours. Le passage d'un SCM est caractérisé au sol par une importante chute de température et de fortes rafales de vents qui peuvent soulever de grandes quantités d'aérosols désertiques. Houze (1993) note que la dynamique de ces systèmes est souvent plus complexe qu'un simple cumulonimbus car une fois regroupés, des phénomènes supplémentaires apparaissent du fait de la présence d'une très large zone de précipitations stratiformes situées à l'arrière de la partie convective. Cette partie que l'on nomme aussi enclume, de par sa forme, joue un rôle important dans le cycle de vie du SCM. De plus, l'enclume du SCM contribue entre 25 et 50 % à la quantité totale des précipitations du système (Houze, 2004), et son impact radiatif est très important car son extension horizontale couvre généralement une zone de plus de 104 km² et son épaisseur peut varier de 4 à 12 km. L'étude des propriétés des SCM et de leur occurrence est fortement liée à la variabilité de la mousson africaine. Le cycle de vie de tels systèmes se décompose en quatre phases :

- **La phase d'initiation** : durant laquelle les cumulonimbus commencent à se former par convection, alimentés par l'humidité des basses couches. A ce stade, des orages peuvent apparaître et se dissiper « normalement », mais si certaines conditions thermodynamiques sont présentes, notamment une importante énergie potentielle convective (CAPE, Convective Available Potential Energy) et d'importants cisaillements verticaux et horizontaux associés à un environnement

fortement instable dans les basses couches (variation importante de la température potentielle équivalente ; Houze, 2004), alors les parties convectives vont pouvoir s'intensifier.

- **La phase d'intensification:** les cumulonimbus se développent verticalement par convection profonde jusqu'à atteindre la tropopause (environ 18 km dans les tropiques) et se regroupent sous forme de ligne ou d'amas nuageux. A ce stage de développement du SCM, le refroidissement de la colonne atmosphérique par les précipitations intenses (via l'évaporation) entraîne un flux subsident froid, appelé courant de densité, qui va favoriser le soulèvement des masses d'air à l'avant du système. Cette interaction entre le courant de densité et l'environnement crée un front de rafale qui agit comme un front froid, permettant le renouvellement des parties convectives et assurant ainsi le maintien (auto entretien) de la convection. Les pluies convectives qui résultent de cette intensification peuvent atteindre facilement des valeurs de plusieurs dizaines de mm/h, voire supérieure à $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ localement.

- **La phase de maturité:** Le SCM est à présent constitué d'une partie convective et d'une partie stratiforme à l'arrière (Fig. 1.6). Au fur et à mesure du déplacement de la partie convective active (ligne de grains), les cellules plus anciennes sont entraînées à l'arrière du système formant dans un premier temps la partie stratiforme du SCM avec des précipitations n'excédant pas les quelques mm/h, puis dans un second temps, la partie cirriforme non précipitante. Le regroupement de ces deux parties (stratiforme + cirriforme) constitue l'enclume du SCM.

- **La phase de décroissance :** La convection à l'avant du SCM n'est plus active (diminution du flux de mousson, de l'instabilité de l'atmosphère). Seule l'enclume du SCM accompagnée de ses précipitations stratiformes perdurent. Cette phase peut durer plusieurs heures après l'arrêt de la convection. Ce qui se passe avant l'autonomie gagnée au stade de dépression, c'est-à-dire ce qui déclenche la construction du vortex est encore le sujet de nombreux travaux aujourd'hui. Une voie possible se rapporte à la formation des circulations cycloniques au sein des systèmes convectifs d'échelle moyenne (MCS / Mesoscale Convective Systems) tropicaux.

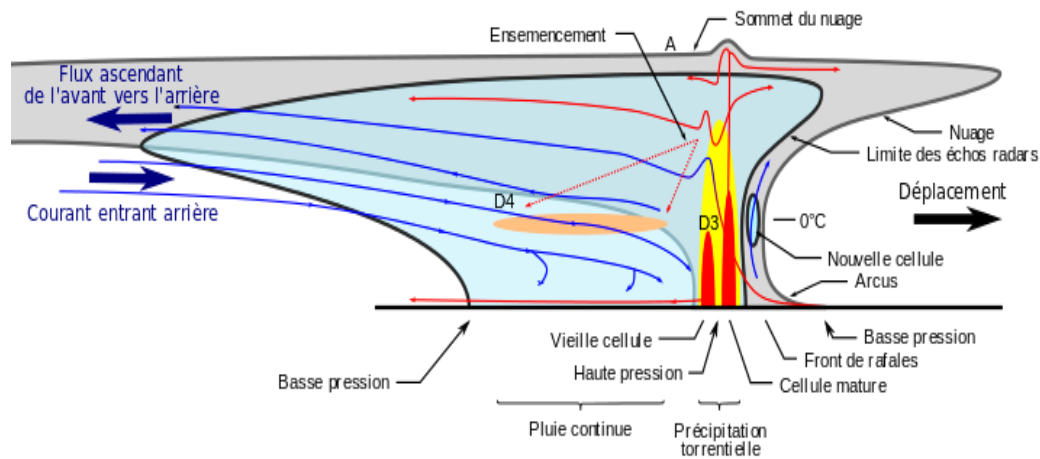


Figure 1.6 : Schéma conceptuel d'une ligne de grain

1.6 Lien entre la cyclogenèse et les Ondes d'Est Africaines (OEA)

Les Ondes d'Est Africaines (OEA) sont des oscillations plus ou moins périodiques du vent. Elles sont en général plus visibles dans les moyennes couches vers 850 et 700 hPa. Ces perturbations sont des composantes importantes du climat de l'Afrique de l'Ouest et de l'Atlantique tropical. Elles sont bien connues par leurs effets de modulation de la convection en Afrique de l'Ouest et **leur rôle probable dans la formation des cyclones tropicaux**.

Plusieurs études diagnostiques sur l'activité de ces Ondes ont été réalisées (Diedhiou et al. 1999; Camara et al. 2006). Ces travaux ont montré en détail les différentes catégories d'ondes et leurs caractéristiques qui diffèrent entre le nord et le sud de l'axe du Jet d'Est Africain. (Pytharoulis and Thorncroft, 1999) ont montré que la structure des Ondes d'Est sur l'Afrique de l'Ouest peut être extrêmement complexe. Les ondes comme les systèmes convectifs sont généralement confinés au sud et près de la position latitudinale de l'axe du Jet d'Est Africain (JEA).

Cette zone se situe entre l'axe du JEA et l'axe du JET. Son développement et sa dimension dépendent de la valeur du cisaillement vertical et horizontal du JEA. Plusieurs auteurs ont suggéré cette corrélation entre les cyclones tropicaux et la pluviométrie à l'Ouest du Sahel qui est elle-même bien corrélée avec la variabilité des ondes. Alors que seulement 60% des tempêtes tropicales de l'Atlantique ont pour origine les Ondes d'Est, près de 85% des ouragans intenses prennent naissance dans ces mêmes Ondes d'Est (Landsea, 1993). Cet auteur a suggéré que pratiquement toutes les dépressions et cyclones tropicaux du Pacifique Est ont une origine africaine.

1.6.1 Le Jet d'Est Africain (JEA)

Le JEA est un courant d'est observé dans la moyenne troposphère entre 500 hPa et 700 hPa avec une vitesse maximale située vers 15°N. Il résulte du gradient de pression, conséquence du gradient thermique méridien entre l'air sec et chaud du Sahara et l'air humide du Golfe de Guinée (Thorncroft

and Blackburn, 1999). Au sein du JEA se forment les Ondes d'Est auxquelles semblent être liées les lignes de grains. Le JEA aurait tendance à s'intensifier pendant les années de sécheresse (Grist and Nicholson, 2001). Ces auteurs montrent également que le JEA est lié à la présence du gradient méridional négatif de l'humidité du sol et que la forte insolation et l'aridité des sols sur le Sahara durant l'été sont deux conditions nécessaires et suffisantes pour sa formation. Thorncroft and Blackburn (1999) ont montré que les deux circulations méridiennes adiabatiquement forcées, l'une associée au flux de surface et à la convection sèche observée sur le Sahara et l'autre associée à la convection humide liée à la ZCIT sont cruciales pour le maintien du JEA. La prise en compte de la couche limite saharienne est essentielle pour représenter le JEA et le développement des Ondes d'Est. En plus de cela, le flux moyen zonal et les caractéristiques du JEA particulièrement le cisaillement vertical et horizontal du vent ont une influence directe sur les caractéristiques des Ondes d'Est. Nicholson and Grist (2003) ont montré que la migration saisonnière du maximum de cisaillement horizontal et vertical du Vent à 600 hPa est clairement associée à la migration du JEA de l'hémisphère nord. Leur étude montre en utilisant simultanément les radiosondages et les réanalyses du NCEP que les résultats sur l'intensité, la localisation et la nature de la migration saisonnière du JEA sont très proches. Le JET marque la structure de divergence en haute troposphère.

1.6.2 Le Jet d'Est Tropical (JET)

Le JET est un courant d'Est dans les couches supérieures de la troposphère. Il semble que son origine soit en rapport avec la mousson indienne du fait des contrastes thermiques existants entre les océans tropicaux et les hauts plateaux tibétains. Le JET a tendance à s'intensifier pendant les années de sécheresse. Nicholson and Grist (2003) ont montré l'existence d'un double maximum au niveau de ce courant; l'un obtenu en juillet lorsque le JET se trouve dans sa position la plus au nord (vers 10°N) et le second moins intense (15 m/s environ) intervient en février lorsque le JET se trouve dans sa position la plus au sud (vers 7°N ou 70°S). Lors de sa migration du nord vers le sud il coupe l'équateur, sa vitesse est alors de 6 m/s qui est la plus faible. Le changement dans la dynamique du flux du JET exerce une ondulation du régime des précipitations au Sahel et nous pouvons suggérer que l'augmentation de la divergence au niveau du JET peut favoriser le développement des précipitations convectives. Thorncroft and Blackburn (1999) et Nicholson and Grist (2003) concluent que le JET en Afrique de l'Ouest est une réponse aux précipitations convectives, alors qu'en Afrique Equatorial, la variabilité du JET influence la variabilité des précipitations.

Chapitre 2

Données et Méthodes

Ce chapitre présente les données utilisées et les méthodes retenues pour étudier les cyclones et détecter les Ondes d'Est Africaines. Il s'agit des données de la NHC (National Hurricane Center) et des réanalyses ERA-Interim du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Les jeux de données utilisés sont entre autres : les données d'OLR (Outgoing Longwave Radiation en anglais), l'humidité relative, les vents atmosphériques (zonal et méridien) et les données de pression de surface.

2.1 Zone d'étude

L'Océan Atlantique est le plus grand des cinq océans de la terre après l'Océan Pacifique. On peut le diviser en deux régions: l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud suivant un courant marin qui se situe vers 8°N. Il y'a deux régions de hautes températures atteignant 28°C. La première est située sur la côte orientale de l'Amérique du sud entre Para et Cayenne et la seconde sur la côte ouest de l'Afrique entre Freetown et Cap Coast Castle. Pour les diverses saisons de l'année la distribution est complexe. C'est en hiver et au printemps que les deux régions où la température atteint 28°C sont les plus étendus vers la haute mer en été, l'isotherme de 28°C disparaît sur la côte africaine mais on la retrouve en automne. En été, la région limitée par l'isotherme de 28°C sur la côte américaine comprend la mer des Caraïbes, le golfe du Mexique, au moins dans sa partie est, les Bahamas et les Bermudes. Sur le continent nous avons le relief représenté par la couleur bleue et dans cette étude, nous nous focaliserons sur l'atlantique nord (**Fig. 2.1**).

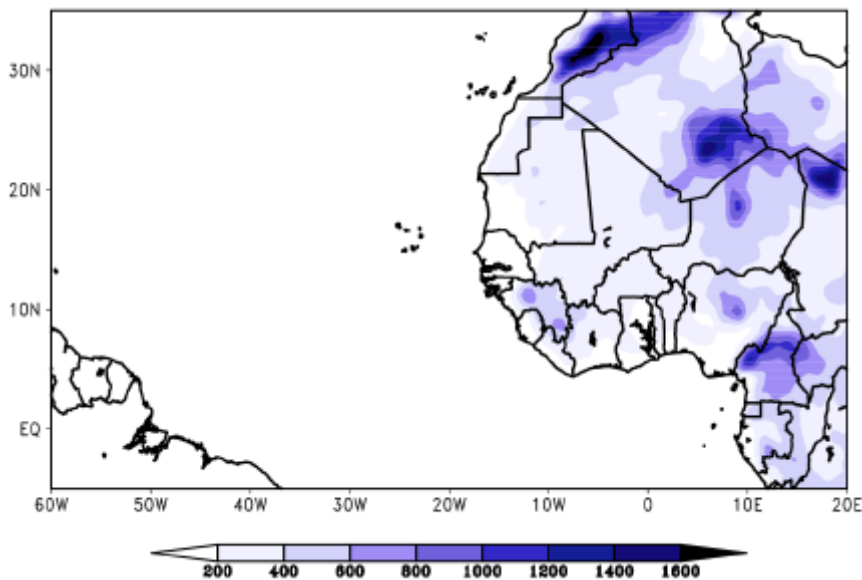


Figure 2.1: Présentation de la zone d'étude de cyclogenèse

2.2 Description des données

2.2.1 Les réanalyses ERA-Intérim

Les recherches actuelles en réanalyses à l'ECMWF se concentrent sur le développement de réanalyses cohérentes du système climatique couplé, y compris l'atmosphère, la surface terrestre, l'océan, la glace de mer et le cycle du carbone, qui remonte à un siècle ou plus. Le travail comprend la collecte, la préparation et l'évaluation des observations climatiques allant des premières observations de surface *in situ* effectuées par les observateurs météorologiques aux ensembles de données satellitaires modernes à haute résolution. Des développements particuliers dans l'assimilation des données sont nécessaires pour assurer la meilleure cohérence temporelle possible des réanalyses qui peuvent être affectées par les biais des modèles et des observations et par le système d'observation en constante évolution.

ERA-Intérim est la nouvelle version des réanalyses du Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Elle a été développée en 2006 pour améliorer la précédente version ERA-40 (1957-2002). Elle fournit les mêmes séries de données que ERA-40 (vents, pressions, températures ...).

Les prévisions sont réalisées toutes les six heures à l'aide d'un modèle numérique de l'atmosphère terrestre globale. C'est un modèle spectral avec une résolution horizontale de l'ordre de 25 km. Chaque prévision effectuée par ce modèle opérationnel est initialisée avec une analyse opérationnelle, C'est-à-dire une représentation 3D des variables météorologiques la plus proche possible de ce qui a été observé dans l'atmosphère juste avant le début de la simulation. Plus précisément, ces analyses opérationnelles sont le résultat d'un problème d'optimisation pour minimiser les erreurs introduites à la fois par le modèle et les observations. Ces observations sont d'origines diverses (mesures au sol, radiosondages, mesures par satellites...) à l'échelle globale et ne sont prises en compte que celles qui ont été transmises à temps à l'ECMWF et n'ont pas été rejetées par une analyse préalable. Ces analyses sont mises à disposition sur la base de données AMMA. Nous nous intéressons en particulier aux paramètres dynamiques tels que : les vents atmosphériques (zonal et méridien en m/s), les données de pression et les paramètres thermodynamiques tels que la température de l'atmosphère en Kelvin (K) et l'humidité relative en %. Les données de réanalyses utilisées sont à une résolution spatiale de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ (Simmons et al. 2007; Uppala et al. 2008). Elles sont disponibles au format NetCDF. L'outil GrADS (Grid Analysis and Display System) a été utilisé pour les post-traitements et la visualisation des données. La période étudiée va de 1996 à 2012.

2.2.2 Les données du National Hurricane Center (NHC)

Le Centre national des ouragans (en anglais National Hurricane Center ‘‘NHC’’) est une composante des centres nationaux pour la prévision environnementale (en anglais National Centers for Environmental Prediction « NCEP ») et est situé à l’Université de Miami en Floride. Le NHC est composé de plusieurs unités. L’Unité des spécialistes des ouragans (HSU) surveille en permanence les cyclones tropicaux et les zones perturbées dans le bassin Atlantique Nord et à l’est du Pacifique Nord. L’HSU prépare et émet des analyses et des prévisions sous forme d’avis textuels et de produits graphiques.

Le NHC se base sur un certain nombre de critères pour le suivi des systèmes renforcés. Ce centre procède à un suivi d’un système renforcé toutes les 06 heures et suit l’évolution de cette perturbation en se basant sur des paramètres comme le vent maximal et la pression minimale. A la fin de chaque saison cyclonique, le NHC établit des cartes où sont répertoriées des informations sur chaque cyclone (durée de vie, date de déclenchement, position, intensité et nom du cyclone toutes les 06 heures, pression minimale, vitesse maximale, etc.), ainsi que les éventuels dommages matériels ou humains qu’il a occasionné. Nous avons utilisé les positions, les intensités des vents et dates données par le NHC pour obtenir les tableaux récapitulatifs suivants de la saison cyclonique de 1970 à 2015 dans le bassin Atlantique Nord et au large des côtes ouest africaines.

Tableau 1: Activité cyclonique de 1970 à 2015 durant le cycle saisonnier cyclonique à 40°W.

Mois	Somme de l’activité cyclonique à 40°W (1970-2015)
Janvier	1
Février	0
Mars	0
Avril	0
Mai	0
Juin	0
Juillet	11
Août	57
Septembre	60
Octobre	11
Novembre	4
Décembre	3

Tableau 2: Activité cyclonique de 1970 à 2015 durant le cycle saisonnier cyclonique dans le bassin Atlantique Nord.

Mois	Somme de l'activité cyclonique dans le bassin atlantique (1970-2015)
Janvier	1
Février	0
Mars	0
Avril	2
Mai	9
Juin	30
Juillet	53
Août	154
Septembre	171
Octobre	85
Novembre	27
Décembre	1

2.2.3 Les données d'observations d'OLR

Les données OLR (Outgoing Longwave Radiation en anglais) sont des données de rayonnement à ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère. Ce sont des données d'observations effectuées par les satellites de la série TIROS-NOAA (Television Infrared Observation Satellite/National Oceanic and Atmospheric Administration). Ces données sont disponibles sur la période allant de 1996 à 2012 à une résolution spatiale de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ et à un pas de temps horaire. La mesure de l'OLR fournit la couverture nuageuse associée à la convection profonde. En complément des données pluviométriques, l'OLR est fréquemment utilisé dans les régions ouest africaines. Aux basses latitudes, les faibles valeurs d'OLR, correspondent à la présence de nuages convectifs.

2.3 Méthodologie

Différents paramètres statistiques ont été utilisés pour étudier le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord.

➤ **La moyenne :**

La moyenne est l'indicateur le plus simple pour résumer l'information fournie par un ensemble de données statistiques : elle est égale à la somme de ces données divisée par leur nombre. Elle peut donc être calculée en ne connaissant que ces deux éléments sans connaître toute la distribution. Dans notre étude, nous avons calculé la moyenne de toute l'activité cyclonique dans l'ensemble du bassin atlantique puis à 40°W sur la période allant de 1970-2015 en utilisant la formule ci-dessous.

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n x_i \quad (2.1)$$

\bar{x} est la moyenne de l'activité cyclonique sur toute la période 1970-2015 dans le domaine considéré ; x_i : représente l'activité cyclonique d'une année (i) donnée de la série et N le nombre d'années de la série.

➤ **Ecart Type standard :**

L'écart type standard ou déviation standard est une mesure de la dispersion d'une variable aléatoire réelle. Elle est définie comme la racine carrée de la variance. Si l'Ecart Type standard est faible, cela signifie que les valeurs sont peu dispersées autour de la moyenne (série homogène) et inversement (série hétérogène). L'Ecart type est calculé ici dans le but de pouvoir calculer l'anomalie standardisée en conservant les mêmes indices.

$$\sigma_p = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.2)$$

σ_p représente l'écart type Standard, x_i : représente l'activité cyclonique d'une année (i) donnée de la série, N le nombre d'années de la série et \bar{x} la moyenne de l'activité cyclonique sur toute la période 1970-2015 dans le domaine considéré.

➤ **Anomalie Standardisée**

L'anomalie standardisée est l'écart par rapport à la normale, elle est calculée ici à l'aide de la formule suivante :

$$A = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_p} \quad (2.3)$$

A : représente l'anomalie standardisée.

x_i : représente l'activité cyclonique d'une année (i) donnée de la série, \bar{x} la moyenne de l'activité cyclonique sur toute la période 1970-2015 dans le domaine considéré et σ_p l'écart type Standard.

Le logiciel CDO (Climate Data Operators) a été utilisé pour le traitement des données et l'outil GrADS (Grid Analysis and Display System) a permis de visualiser et d'afficher les réanalyses ERA-Interim et l'OLR.

Chapitre 3

Résultats et Discussions

Ce chapitre présente d'abord les résultats de l'analyse statistique de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord et au large des côtes ouest africaines (Est de 40°W). Le rôle des paramètres atmosphériques influençant la cyclogenèse est ensuite étudié. La dernière partie est consacrée à l'étude de l'ouragan Georges qui s'est formé le 15 septembre 1998 au large des côtes ouest africaines.

3.1 Analyse statistique de la cyclogenèse

Dans cette partie, nous avons étudié la variabilité temporelle des tempêtes tropicales (vitesse de vent soutenue comprise entre 17 $m.s^{-1}$ et 34 $m.s^{-1}$), des ouragans (vitesse de vent soutenue est comprise entre 34 $m.s^{-1}$ et 50 $m.s^{-1}$) et des ouragans majeurs (vitesse de vent soutenue supérieur à 50 $m.s^{-1}$) dans tout le bassin atlantique et au large des côtes ouest africaines. La figure 3.1 présente l'évolution interannuelle des tempêtes tropicales sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord. Nous observons deux pics: un en 1995 et un autre en 2005. Cependant, celui de 2005 (avec 28 tempêtes tropicales) est plus important que celui de 1995 ce qui montre que 2005 est plus active en termes de formation de tempêtes tropicales sur la période étudiée. Nous remarquons également une tendance positive (en rouge) de 1970 à 2015, ce qui montre que le nombre de tempêtes tropicales augmente sur cette période.

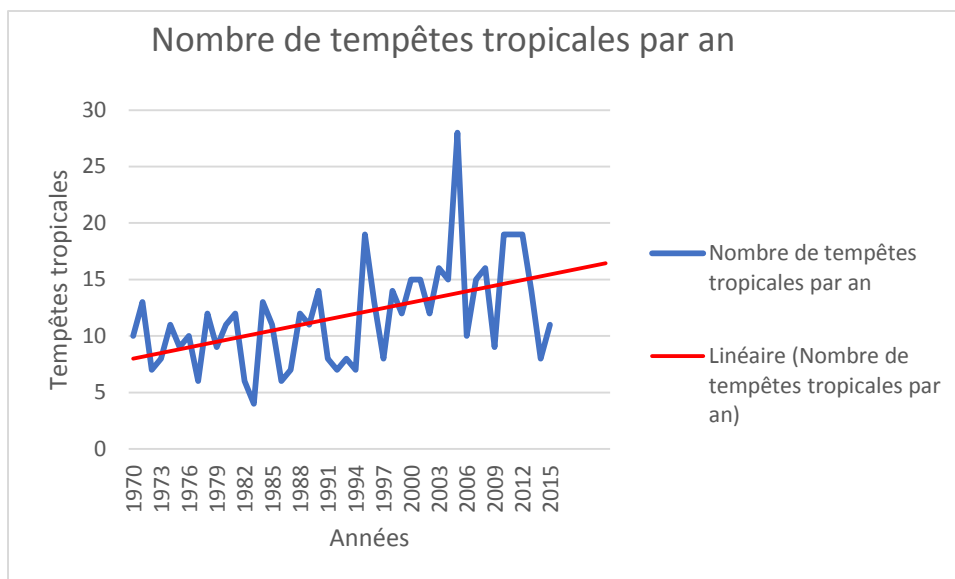


Figure 3.1: Evolution du nombre de tempêtes tropicales par an sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique.

Nous observons trois pics sur l'évolution du nombre d'ouragans dans le bassin atlantique nord (Fig.3.2) sur la période 1970-2015: un en 1995, un second en 2005 et un dernier en 2010. Par contre, le pic de 2005 reste plus important que les autres. Ce résultat montre que l'année 2005 est plus active en termes de formation d'ouragans dans l'atlantique nord de 1970 à 2015. Nous avons une tendance positive qui montre une augmentation progressive du nombre d'ouragans sur cette période.

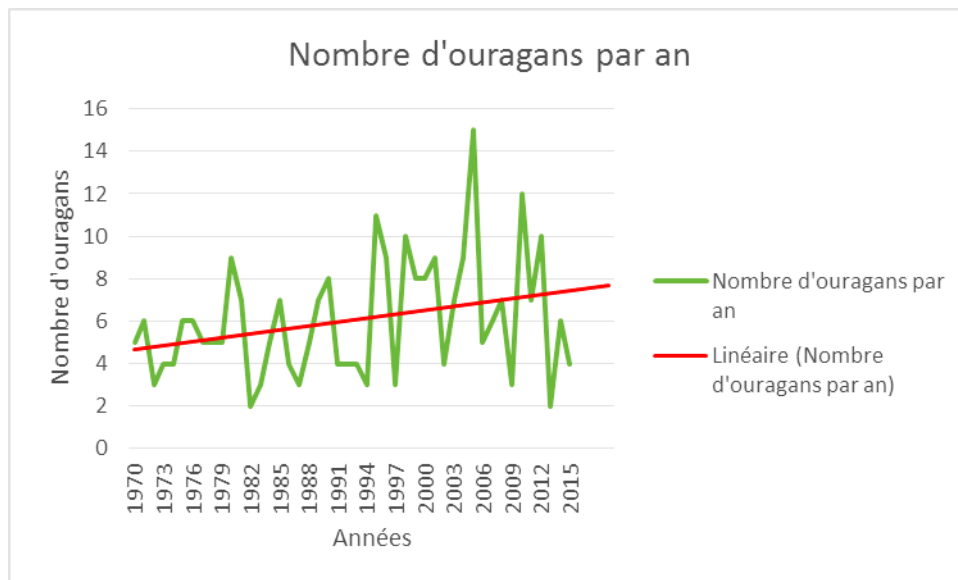


Figure 3.2: Evolution du nombre d’ouragans par an sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord.

L’évolution du nombre d’ouragans majeurs par année sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord est représentée sur la figure 3.3. Deux pics sont observés en 1996 et en 2005. Sept (7) ouragans majeurs sont enregistrés en 2005 et six (6) en 1996. Ce résultat montre que l’année 2005 a une activité beaucoup plus importante en termes de formation d’ouragans majeurs. Et nous remarquons également que les années 1972, 1986, 1994 et 2013 sont inactives en termes de formation d’ouragans majeurs. Nous avons également une tendance positive, ce qui montre que la formation d’ouragans majeurs a augmenté sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord.

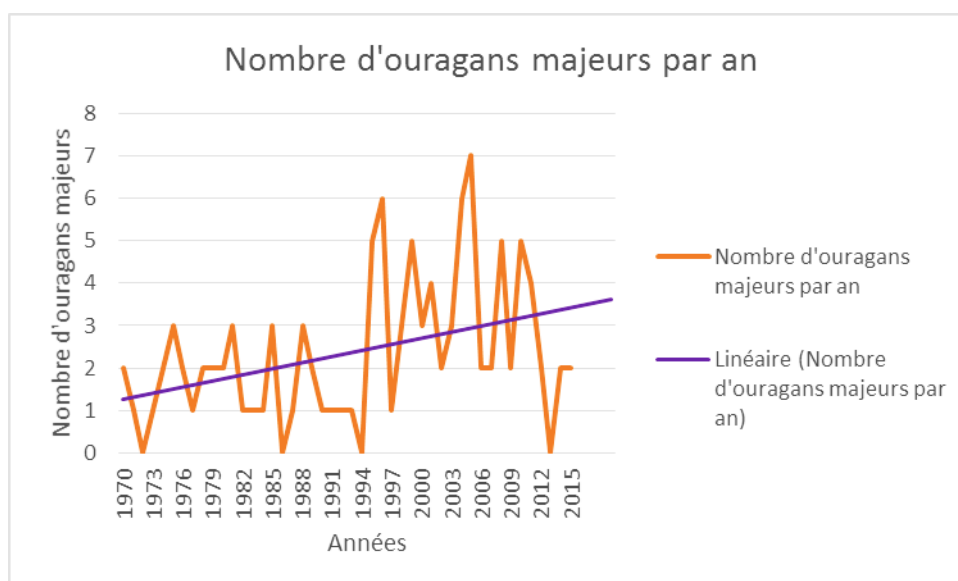


Figure 3.3: Evolution du nombre d’ouragans majeurs par an sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique nord.

Nous avons représenté l'anomalie des tempêtes tropicales sur la période 1970-2015 dans l'atlantique nord sur la figure 3.4. Deux tendances sont observées, une forte anomalie négative de 1970 à 1994 et une forte anomalie positive sur la période 1995-2012. Ce résultat montre que le nombre de tempêtes tropicales reste faible de 1970 à 1994 comparée à la période 1995-2012. Nous pouvons en déduire que la fréquence de formation des tempêtes tropicales reste considérable à partir de l'année 1995 dans l'atlantique nord durant la période étudiée. Et cela pourrait être dû au changement climatique car la température est un élément indispensable dans la cyclogenèse. La pente ascendante de la courbe de tendance montre que le nombre de tempêtes tropicales augmente progressivement au cours des années sur la période 1970-2015. La même conclusion est valable pour les anomalies d'ouragans et d'ouragans majeurs (figures non montrées).

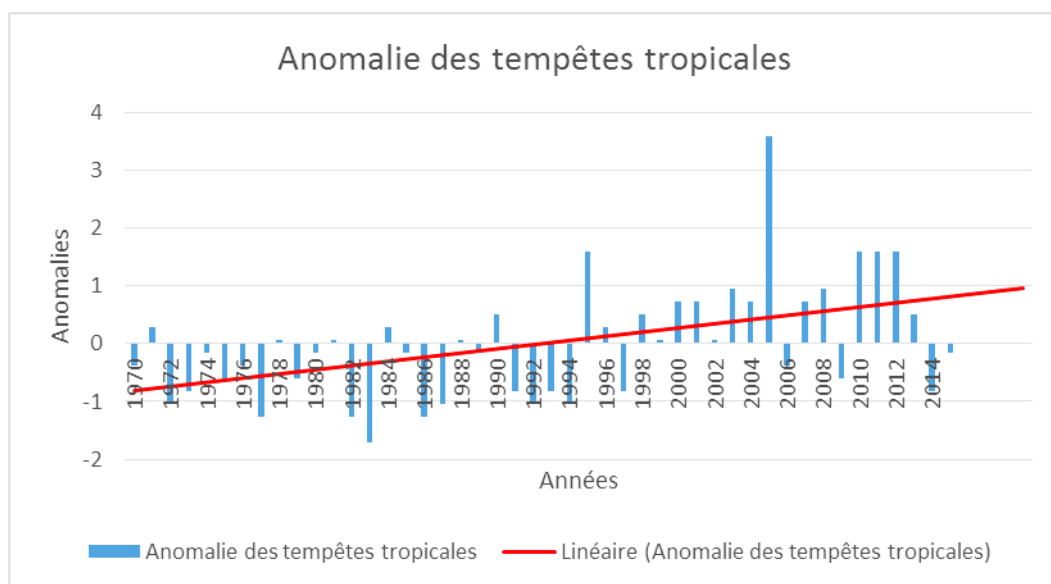


Figure 3.4: L'anomalie des tempêtes tropicales sur la période 1970-2015 dans le bassin atlantique.

Dans la partie qui suit, nous présentons l'activité cyclonique au large des côtes ouest africaines (Est de 40°W) de 1970 à 2015 soit sur une période de 47 ans.

La figure 3.5 présente l'évolution du nombre de tempêtes tropicales par année sur la période 1970-2015 au large des côtes ouest africaines. Cette figure montre trois pics, un en 2012, un second en 2013 et un dernier en 2005. Le pic de 2012 (avec 10 tempêtes tropicales) est plus important que ceux de 2005 et 2013 (avec 10 tempêtes tropicales par an). Ce résultat montre que 2012 est plus active en termes de formation de tempêtes tropicales au large des côtes ouest africaines sur la période étudiée. Nous remarquons également une tendance positive sur la période 1970-2015, ce qui montre que le nombre de tempêtes tropicales augmente sur cette période.

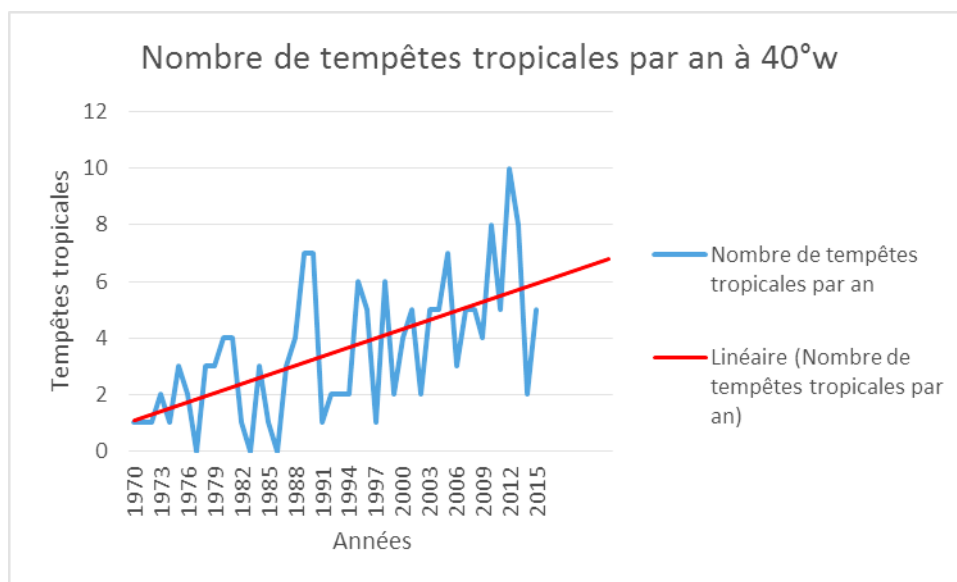


Figure 3.5: Evolution du nombre de tempêtes tropicales par an à 40°W

Les tempêtes tropicales peuvent évoluer dans certains cas jusqu'au stade d'ouragans dont l'évolution de leur nombre sur la période 1970-2015 au large des côtes ouest africaines est présentée sur la figure 3.6 qui présente un fort pic en 2012. Ce qui montre que 2012 est plus active en termes de formation d'ouragans au large des côtes ouest africaines à 40°W sur la période étudiée. Nous remarquons également une tendance positive de 1970 à 2015 qui correspond à une augmentation du nombre d'ouragans de 1970 à 2015.

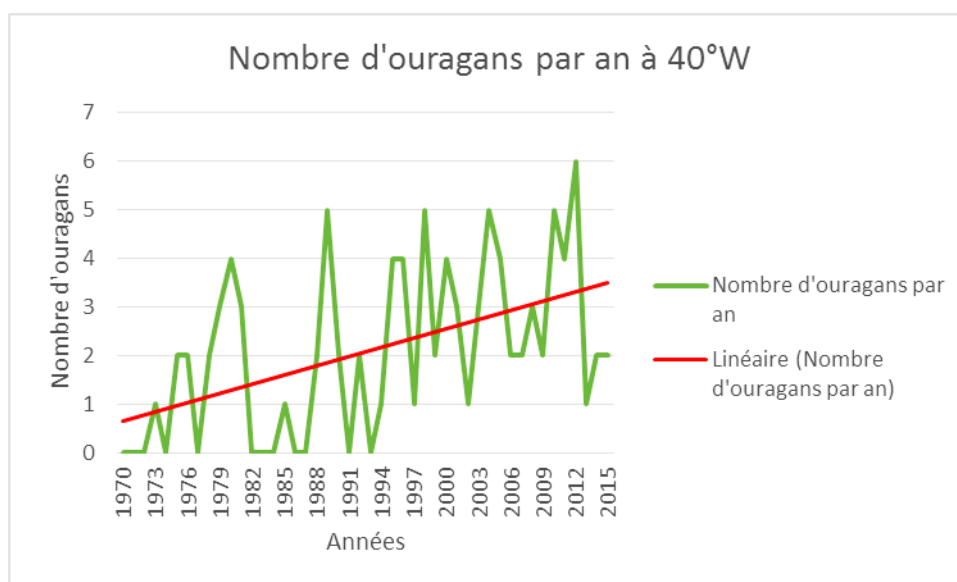


Figure 3.6 : Evolution du nombre d'ouragans par an au large des côtes ouest africaines à 40°W.

La figure 3.7 montre l'évolution du nombre d'ouragans majeurs par année sur la période 1970-2015 au large des côtes ouest africaines. Cette figure présente deux pics : un en 1996 et un autre en 2010.

Nous remarquons une tendance positive de 1970 à 2015, ce qui montre une augmentation du nombre d'ouragans sur la période 1970-2015.

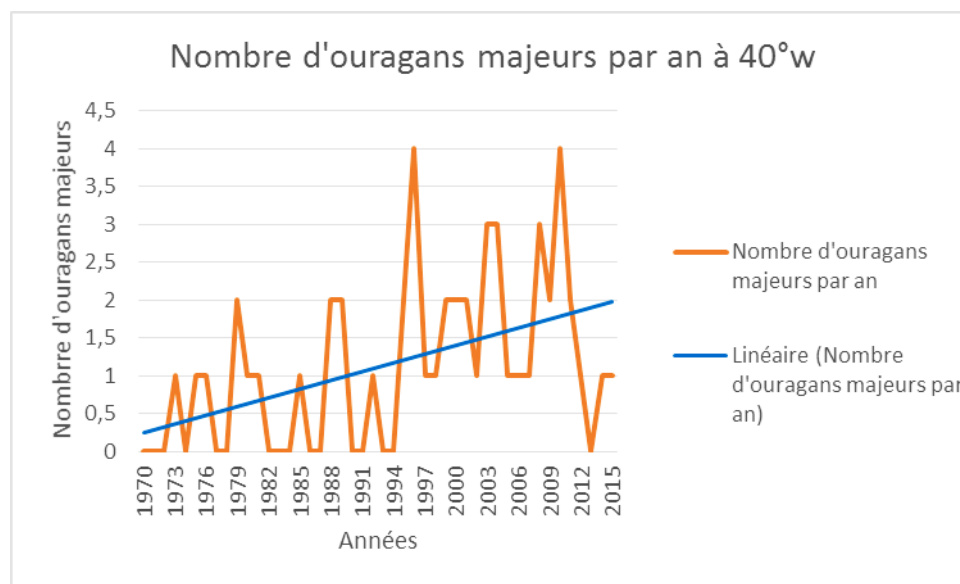


Figure 3.7 : Evolution du nombre d'ouragans majeurs par an au large des côtes ouest africaines jusqu'à 40°W sur la période 1970-2015.

Nous avons représenté l'anomalie des tempêtes tropicales (Fig. 3.8) de 1970-2015 au large des côtes ouest africaines jusqu'à 40°W. Deux tendances sont observées: une forte anomalie négative sur la période 1970-1994 et une forte anomalie positive sur la période 1995-2012. Ce résultat montre que le nombre de tempêtes tropicales reste faible sur la période 1970-1994 comparée à la période 1995-2012. Nous pouvons en déduire que le nombre de tempêtes tropicales reste considérable (formation de tempêtes tropicales) à partir de l'année 1995 au large des côtes ouest africaines sur cette période. L'ascendance de la courbe de tendance montre que le nombre de tempêtes tropicales augmente progressivement au cours des années sur la période 1970-2015.

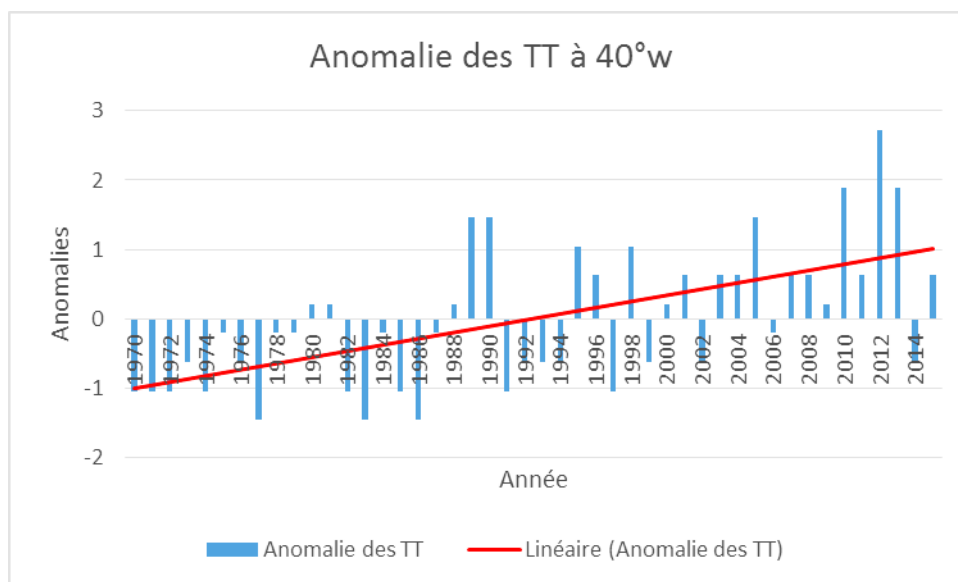


Figure 3.8: Anomalies des tempêtes tropicales à 40°W sur la période 1970-2015.

L'anomalie des ouragans de 1970 à 2015 au large des côtes ouest africaines jusqu'à 40°W a été représentée sur la figure 3.9. Les anomalies négatives sont enregistrées sur la période 1970-1994 et une forte anomalie positive est obtenue sur la période 1995-2012. Ce résultat montre que le nombre d'ouragans reste en dessous de la moyenne sur la période 1970-1994 comparée à la période 1995-2012. Nous pouvons en déduire que le nombre d'ouragans reste considérable (formation d'ouragans) à partir de l'année 1995 au large des côtes ouest africaines sur cette période.

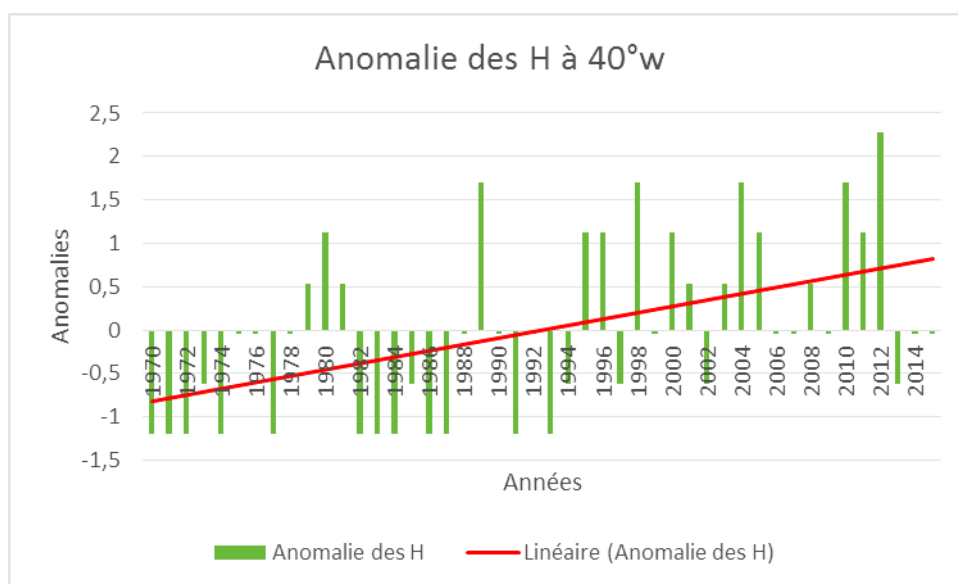


Figure 3.9 : Anomalies des ouragans sur la période 1970-2015 à 40°W.

L'anomalie des ouragans majeurs (Fig. 3.10) de 1970 à 2015 au large des côtes ouest africaines jusqu'à 40°w montre une forte tendance d'anomalies négatives observées de 1970 à 1994 et une forte

tendance d'anomalies positives sur la période 1995-2012. Ce résultat montre que le nombre d'ouragans majeurs reste faible sur la période 1970-1994 comparé à la période 1995-2012. Le nombre d'ouragans majeurs reste considérable (formation d'ouragans majeurs) à partir de l'année 1995 au large des côtes ouest africaines sur cette période.

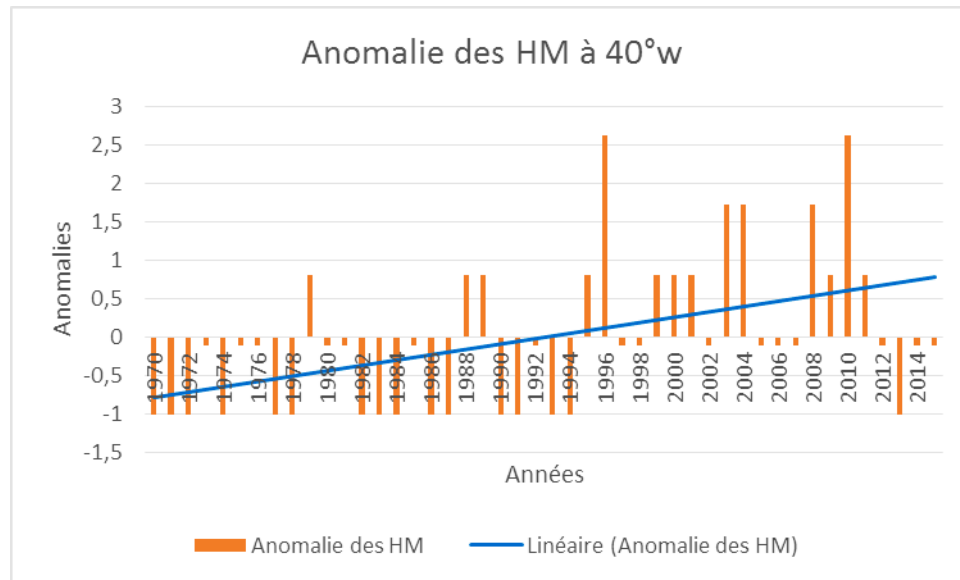


Figure 3.10 : Anomalie des ouragans majeurs à 40°W sur la période 1970-2015.

Nous avons ensuite représenté sur les figures 3.11(a);(b) l'énergie accumulée par les cyclones: **ACE** (Accumulated Cyclone Energy en anglais) en fonction des années dans le bassin atlantique nord.

L'ACE mesure à la fois l'activité des cyclones tropicaux et le potentiel de dégâts d'un cyclone individuel. L'ACE évolue en dents de scie de 1970 à 2015 et présente deux pics: un en 1995 et un autre en 2005. Le résultat montre que les années 1995 et 2005 sont les plus actives en termes de production d'énergie des cyclones mais également les plus perturbées entraînant des morts et des dégâts comme le cas de l'ouragan Katrina survenu du 23 au 30 août 2005.

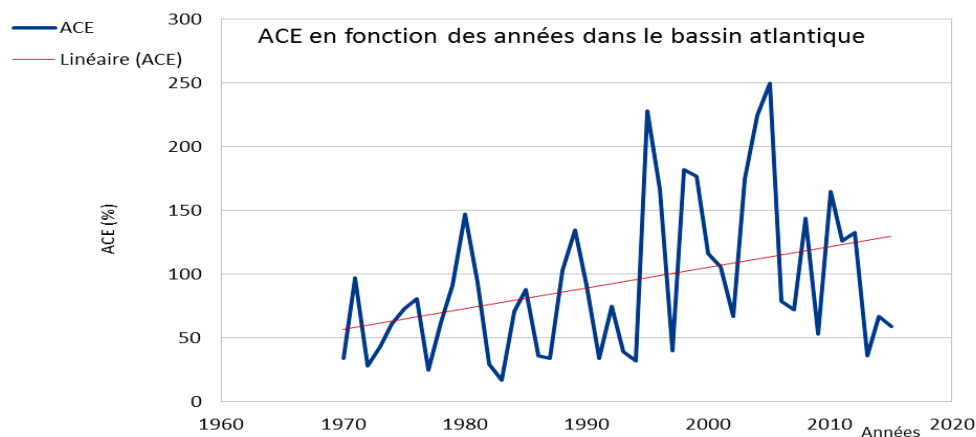


Figure 3.11a : Evolution des ACE en fonction des années dans le bassin atlantique.

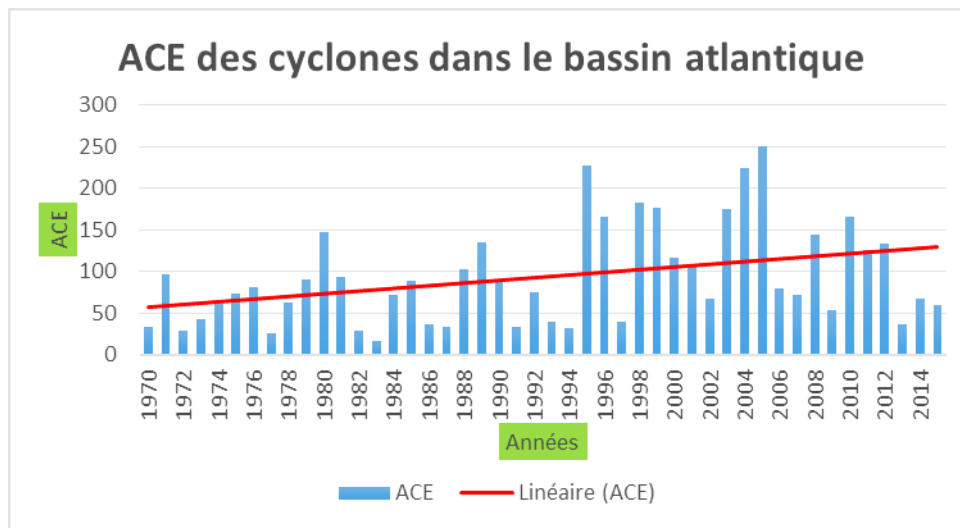


Figure 3.11b : Histogramme sur l'évolution des ACE en fonction des années dans le bassin atlantique.

L'activité cyclonique a été diagnostiquée de 1970 à 2015 dans l'atlantique nord et au large des côtes ouest africaines de même que le cycle annuel de l'activité cyclonique sur cette période dans l'atlantique nord (Fig. 3.12). Elle montre que l'activité cyclonique ne se produit que sur une portion de l'année. Cette activité cyclonique reste plus forte sur la saison Août-Septembre-Octobre (ASO). Durant cette période, la somme de l'activité cyclonique atteint un maximum de 171 cyclones au mois de Septembre, 154 cyclones au mois d'Août et 85 cyclones au mois d'octobre. Cette période (ASO) coïncide avec un décalage d'un mois avec la saison pluvieuse en Afrique de l'ouest, ce qui montre qu'il y'a un fort lien entre la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord et l'activité pluvieuse au Sahel. Cette période (ASO) est aussi appelée la saison d'été qui est caractérisée par une élévation de température de surface de la mer qui est l'une des conditions nécessaires à la cyclogenèse.

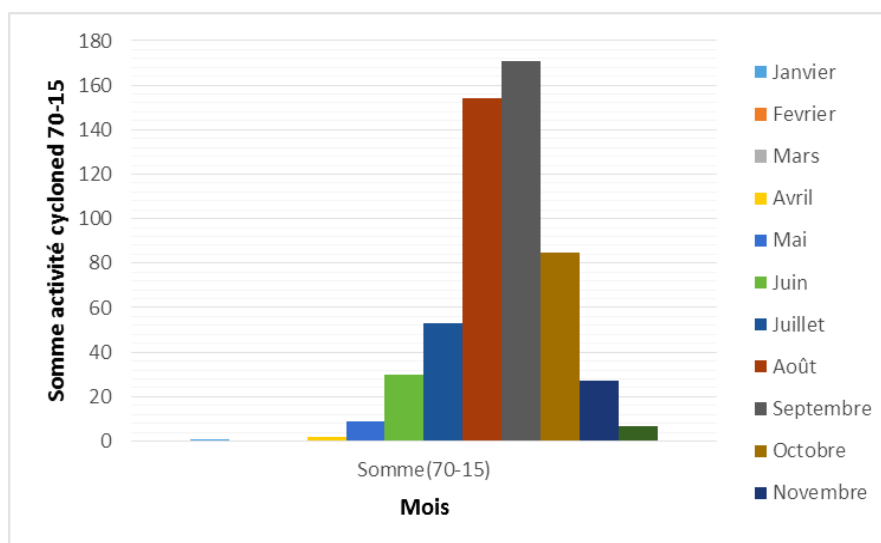


Figure 3.12: Evolution annuelle de l'activité cyclonique sommée mensuellement sur la période 1970 à 2015 dans le bassin atlantique. Ces statistiques sont déduites des données de la NHC.

La figure 3.13 montre l'activité cyclonique de 1970 à 2015 à 40°W au large des côtes ouest africaines. Elle montre que l'activité cyclonique est plus intense en Août et Septembre de 1970 à 2015 au large des côtes ouest africaines à 40°W. Durant cette période, la somme de l'activité cyclonique de 1970 à 2015 atteint un maximum de 60 cyclones au mois de Septembre et 57 cyclones au mois d'Août et enfin devient faible en Juillet (11 cyclones) et en octobre (11 cyclones). Le pic de l'activité cyclonique coïncide avec la période estivale (JJAS). Ce résultat confirme à nouveau le fort lien qui existe entre la cyclogenèse, la saison pluvieuse en Afrique de l'ouest et l'augmentation de la température.

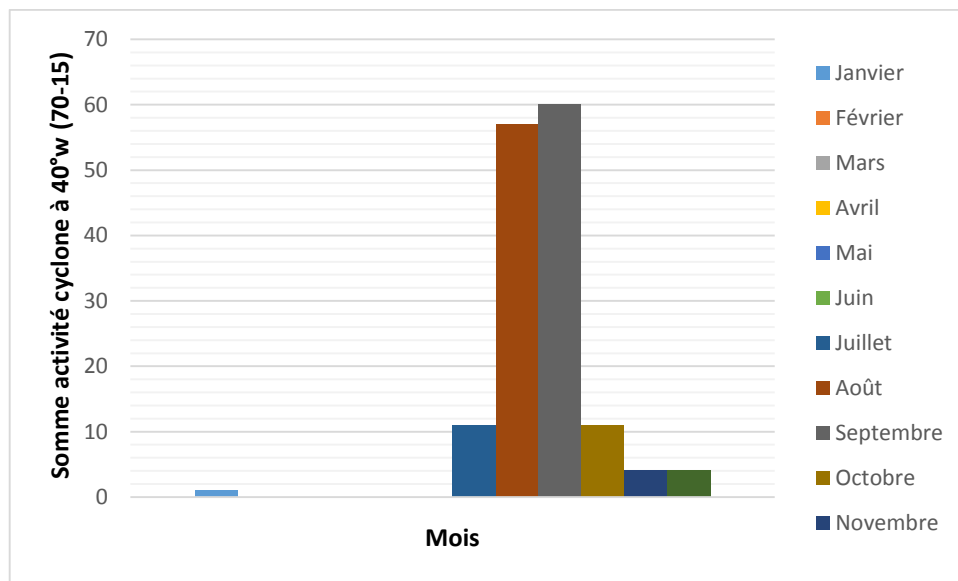


Figure 3.13: Evolution annuelle de l'activité cyclonique sommée mensuellement sur la période 1970 à 2015 à 40°W au large des côtes ouest africaines. Ces statistiques sont déduites des données de la NHC.

Les résultats montrent que les ouragans majeurs, principaux responsables des dégâts matériels et pertes humaines dans l'atlantique nord se produisent en majorité entre les mois d'août et septembre. Les augmentations notées précédemment sur ces perturbations atmosphériques pourraient être corrélées à beaucoup de facteurs tels que la température (supérieur ou égale à 26,5°C), le potentiel de convection (PC), l'humidité relative, les Ondes d'Est africaines, les Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (SCMs), les lignes de grains,...

Dans la suite du travail, nous avons étudié quelques paramètres atmosphériques citées ci-haut pour voir leur rôle dans la cyclogenèse.

3.2 Climatologie de la période 1996-2012

Cette partie traite de la climatologie de la période 1996-2012. Nous nous sommes limités à quelques

paramètres dynamiques susceptibles d'influencer la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord. Nous avons représenté la moyenne du champ de vent à 200 hPa en $m.s^{-1}$ de 1996 à 2012 durant l'été boréal (Fig. 3.14). Le Jet d'Est Tropical (JET) est observé en Afrique de l'ouest entre 100 hPa et 200 hPa autour de $10^{\circ}N$ avec une intensité maximale de l'ordre de $20 m.s^{-1}$ et un noyau situé entre $5^{\circ}N$ et $5^{\circ}E$. La figure montre de fortes valeurs de vent jusqu'à $20 m.s^{-1}$ entre $5^{\circ}N$ et $10^{\circ}N$ et le Jet d'Ouest Subtropical (JOST), situé au nord entre $30^{\circ}N$ et $35^{\circ}N$, apparaît bien sur la figure et s'étend jusqu'aux moyennes latitudes. Camara et al. (2006) ont montré que les années actives en cyclones sont caractérisées par une augmentation de l'intensité du JET.

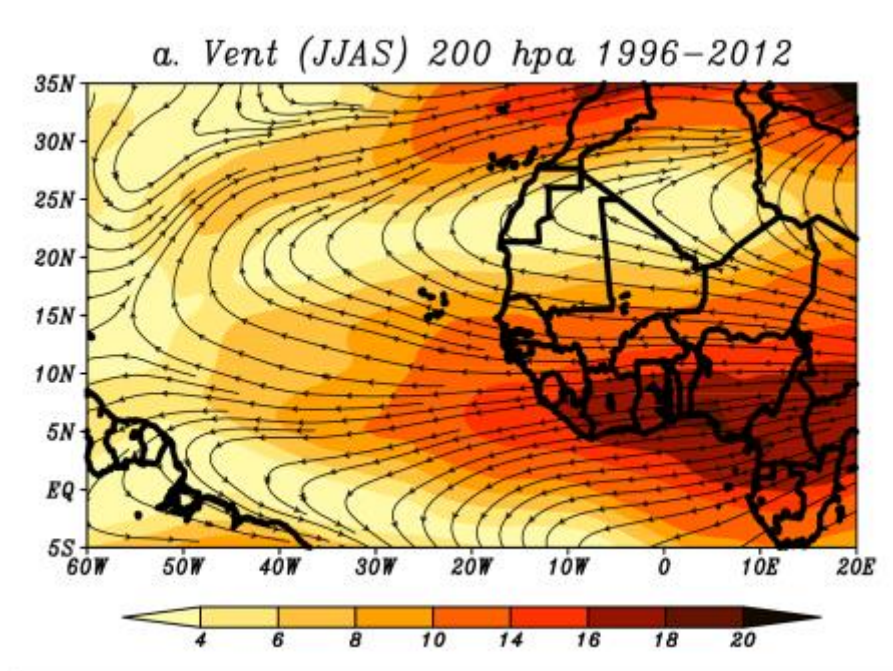


Figure 3.14: Moyenne du champ de vent à 200 hPa en $m.s^{-1}$ sur la période Juin-Septembre de 1996 à 2012. Les flèches indiquent la direction du vent.

Le champ de vent (m/s) moyenné sur la période 1996 à 2012 au niveau 700 hPa entre Juin et Septembre est présenté sur la figure 3.15. Le niveau 700 hPa représente la moyenne couche dans laquelle le Jet d'Est Africain (JEA) est largement dominant. Sur la figure 3.15, nous remarquons de fortes valeurs de la vitesse du vent ($11 m/s$) situées entre $12^{\circ}N$ et $18^{\circ}N$ qui correspond au noyau du jet. Ce jet est un flux instable qui transfère une partie de son énergie sous forme d'ondes d'est africaines qui se développent en formant des successions de circulations cycloniques et anticycloniques, se propageant vers l'ouest et modulant de manière significative l'activité convective dans la mousson africaine (Diedhiou, 2008) et la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord. La figure montre une parfaite illustration du JEA avec un fort noyau centré entre $15^{\circ}N$ et $20^{\circ}W$.

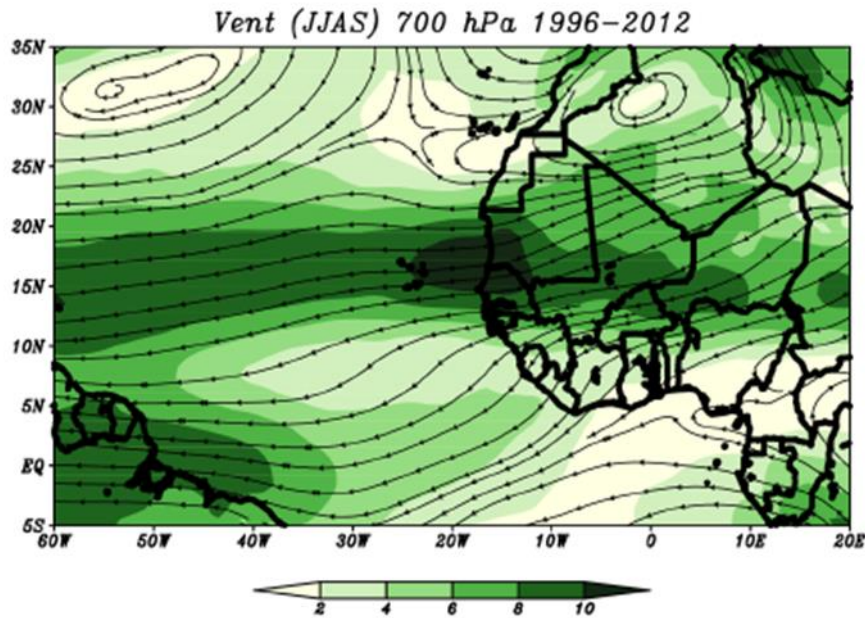


Figure 3.15: Moyenne du champ de vent à 700 hPa en m/s sur la période Juin-Septembre de 1996 à 2012. Les flèches indiquent la direction du vent.

Le niveau 925 hPa permet de bien caractériser le flux de mousson sans qu'il soit trop perturbé par les effets de la surface. Le domaine des vents de mousson (925 hPa) est représenté sur la figure 3.16. Les lignes fléchées (streamlines en anglais) indiquent la direction du vent. Nous remarquons de fortes valeurs de la vitesse du vent (12 m/s) réparties en deux axes de part et d'autre de l'équateur, l'un situé entre 5°S et 0°N se propageant vers le Nord-Est et l'autre situé entre 10°N et 20°N en propagation vers le Sud-Ouest. Les deux trajectoires se fusionnent au-dessus de l'océan Atlantique dans la ZCIT qui est comprise entre 8°N et 15°N, zone où prennent également et généralement naissance la plupart des dépressions tropicales. Sur le continent, il apparaît des vents moins intenses causés par les forces de frottement engendrés par le relief au sol. Ces vents viennent de part et d'autre du continent, l'un appelé harmattan provient du nord notamment du désert du Sahara chaud et sec et l'autre (chargé d'humidité) provient du Golfe de Guinée. Ce flux appelé flux de mousson en provenance du Sud qui pénètre dans le continent (jusqu'à 20°N) a une intensité moyenne de 8 m/s. Les deux vents opposés cités précédemment se rencontrent sur le continent (vers 20°N) et créent le Front Inter Tropical (FIT) où nous notons de faibles vitesses de vent et un mouvement ascendant. En dehors du flux de mousson, d'autres perturbations atmosphériques telles que les ondes d'est africaines jouent un rôle très important sur la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest et dans l'Atlantique Nord.

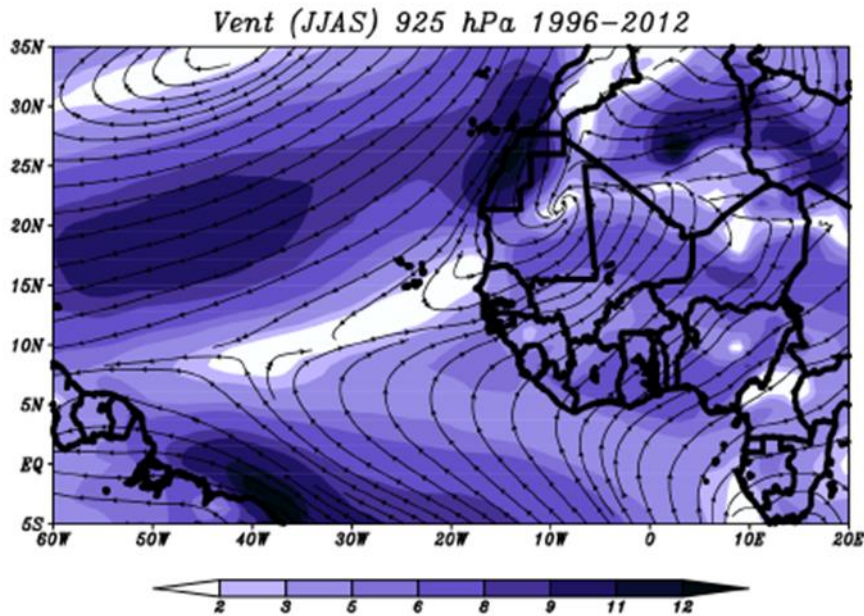


Figure 3.16: Moyenne du champ de vent en m/s sur la période juin-septembre de 1996 à 2012, pour le niveau de pression 925 hPa. Les lignes représentent la direction du vent.

Le JEA est un élément très important de la météorologie africaine car il est à l'origine d'une activité ondulatoire importante. En effet, ce jet est un flux instable qui transfère une partie de son énergie sous forme d'ondes qui se développent autour de l'axe de ce jet et forment des successions de circulations cycloniques et anticycloniques se propageant vers l'ouest et modulant de manière significative l'activité convective dans la mousson africaine. Deux types d'ondes sont connues: celles de période 3-5 jours (Camara et al. 2006; Kebe et al. 2016) et de longueur d'onde 3500 km liées aux instabilités barotropes et baroclines du JEA et celles de période 6-9 jours de longueur d'onde 6000 km (Camara et al. 2006; Diedhiou et al. 2008) qui se développent de manière intermittente au nord du JEA. Pour détecter ces deux types d'ondes, nous avons effectué un filtre passe bande de la composante méridienne du vent. La figure 3.17 montre la variance du vent méridien filtrée à 700 hPa sur la période 3-5 jours en été (JJAS) de 1996 à 2012. Nous remarquons que l'intensité maximale du vent atteint une valeur de 12 m/s au Nord. La figure montre également une forte présence de ces ondes de périodes 3-5 jours sur le continent et sur l'atlantique. Ces ondes d'est de périodes 3-5 jours sont particulièrement importantes sur l'Atlantique Nord. Elles peuvent se transformer en cyclones selon Avila and Clark (1989). Sur le continent, elles peuvent initier un environnement favorable à l'apparition et au développement des lignes de grains (Chen and Ogura, 1982).

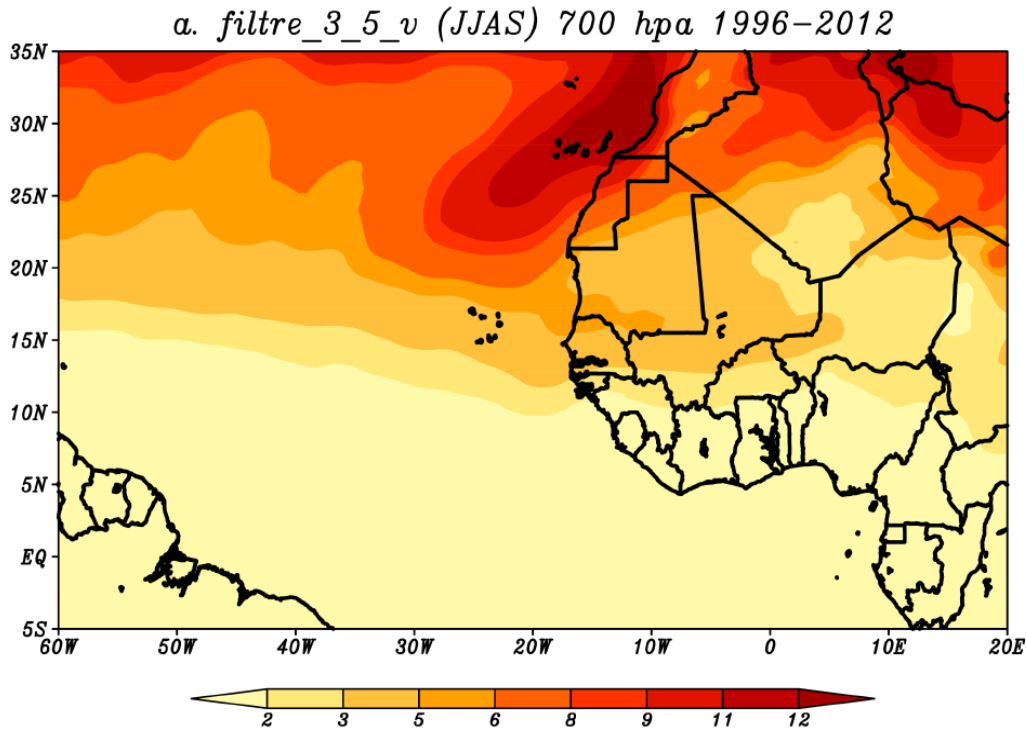


Figure 3.17: Variance du vent méridien filtrée à 700 hPa sur la période 3-5 jours en été (JJAS) de 1996 à 2012.

3.3 Variabilité interannuelle de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord

Nous abordons dans cette partie l'étude de la variabilité interannuelle de l'activité cyclonique en comparant des années riches et pauvres en cyclones. Les quatre années les plus riches en cyclones considérées sont: 2005, 2010, 2011 et 2012; tandis que les années 1997, 2002, 2006 et 2009 sont celles pauvres en cyclones.

Le rayonnement à ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère exprimée en W/m^2 est représenté sur la figure 3.18. La figure 3.18(a) représente la moyenne journalière de l'OLR des 4 années les plus riches en cyclones à savoir 2005, 2010, 2011, 2012 à 700 hPa. La figure 3.18(b) représente la moyenne journalière de l'OLR des 4 années les plus pauvres en cyclones à savoir 1997, 2002, 2006, 2009 à 700 hPa. La bande d'OLR faibles se situe entre $0^{\circ}N$ et $10^{\circ}N$ et s'étend du continent vers l'océan dans la ZCIT. La différence (années riches moins années pauvres) en figure 3.18(c) présente de faibles valeurs (valeurs négatives) allant de $-14 W/m^2$ à $-2 W/m^2$ de l'OLR sur la ZCIT et au Sahel. Les valeurs positives de $2 W/m^2$ à $14 W/m^2$ se situent dans la zone saharienne. Ce résultat montre que l'activité convective est plus développée sur la ZCIT et sur le Sahel durant la période active en cyclones. Ce résultat confirme les travaux de Camara et al. (2011).

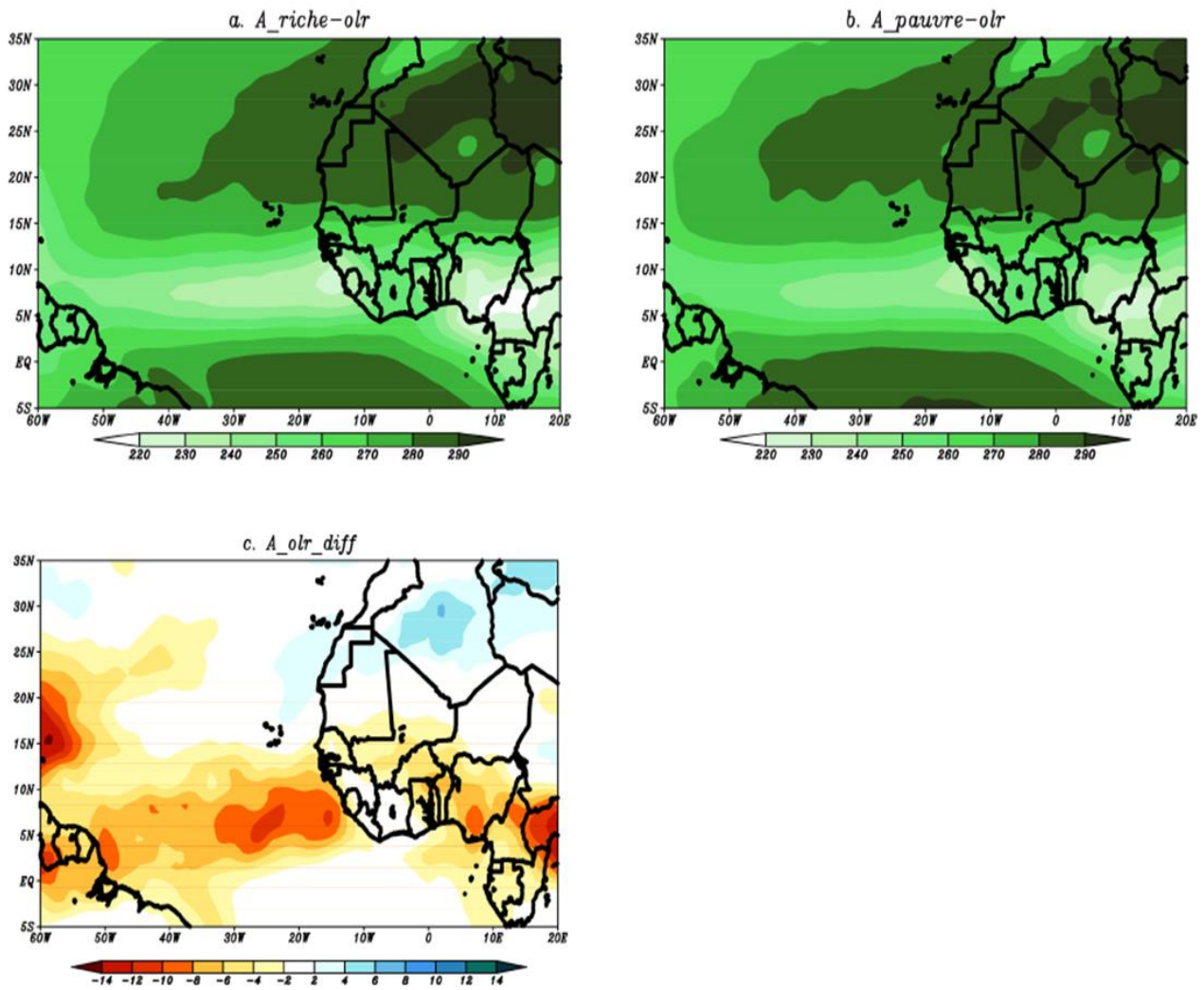


Figure 3.18: Moyenne du champ OLR ($W.m^{-2}$) des 4 années les plus riches en cyclones (en .a), des 4 années les plus pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c).

La figure 3.19 représente la moyenne journalière de l'humidité relative des 4 années riches en cyclones, des 4 années pauvres en cyclones et leur différence. Les figures 3.19(a) et 3.19(b) montrent une zone de forte humidité (supérieur à 50 %) située dans le bassin atlantique et sur le continent et une zone de faible humidité (inférieur à 20 %) située entre 20°N-30°N et 10°W-15°E. Cela est à l'origine de la convection sèche qui est une réponse du flux radiatif. Nous remarquons une légère différence de la répartition de l'humidité entre les quatre années riches et les quatre années pauvres en humidité et cette différence est représentée sur la figure 3.19(c) où nous remarquons deux zones. Une zone de valeurs négatives qui se situent vers les côtes nord marocaines (-8 %) ce qui signifie que l'humidité des années pauvres en cyclone est supérieure à celle des années riches en cyclones dans cette zone. Une bande d'anomalie positive d'humidité (6 %) située plus au Sud notamment dans la ZCIT où l'humidité des années riches en cyclones est supérieure à celle des années pauvres en cyclones. Dans cette zone, l'humidité s'accumule suite à un mouvement d'advection puis converge.

Cette convergence se traduit par l'évaporation qui peut être considérée comme une source interne d'humidité pour la cyclogenèse dans une zone (réponse locale), alors que l'advection d'humidité correspond à une source externe d'humidité.

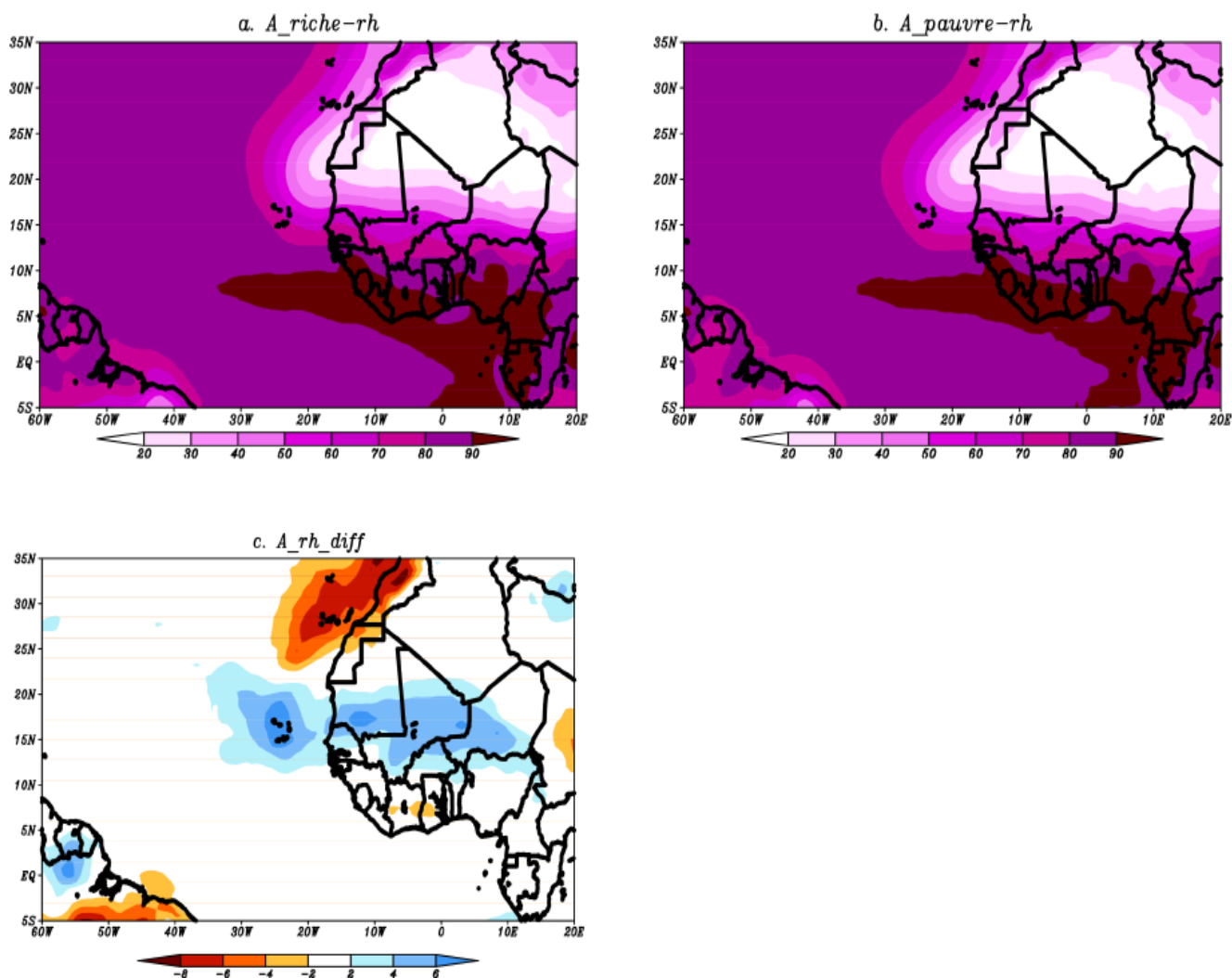


Figure 3.19: La moyenne de l'humidité relative des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c)

Le champ de vent à 700 hPa permet d'étudier la structure du JEA qui s'étend du continent à l'Atlantique nord. La figure 3.20 montre la moyenne du champ de vent superposé au module du vent (réanalyses ERA-Interim) des 4 années riches en cyclones, des 4 années pauvres en cyclones et leur différence. Les figures 3.20(a) et 3.20(b) montrent un vent beaucoup plus intense sur la bande sahélienne pour les années riches et pauvres en cyclones. La figure 3.20(c) montre une légère différence entre les deux. Deux zones anticycloniques sont détectées: une zone située sur le Sahara et une autre située dans l'Atlantique nord où nous observons de faibles intensités du module du vent. Un noyau est observé entre 15°N et 17°W. Une telle répartition de la structure du JEA est une

caractéristique d'une saison cyclonique active car il permet un fort développement de l'activité ondulatoire dans cette zone et sur la MDR d'où une forte activité cyclonique sur la bande tropicale. Ce qui est en accord avec les travaux de Bell et al. (2003).

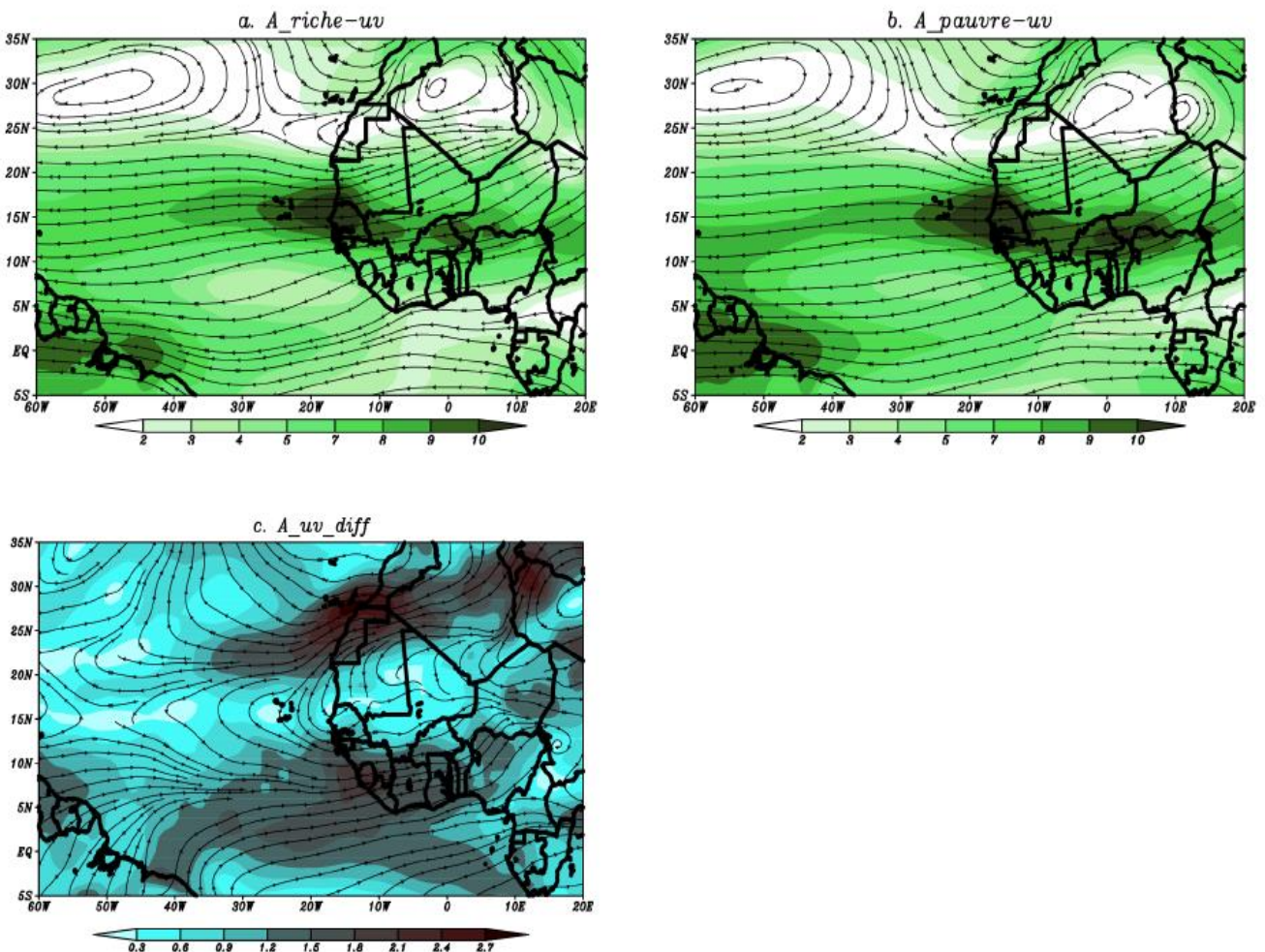


Figure 3.20: Moyenne du champ de vent superposé au module du vent (réanalyses ERA-Interim) des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c).

Nous avons représenté (Fig. 3.21) la moyenne du champ de mslp (données ERA_Interim) des 4 années riches (pauvres) en cyclones et leur différence. Les figures 3.21(a) et 3.21(b) montrent deux zones distinctes: une zone de fortes valeurs (1022 hPa) située dans le bassin atlantique nord et une autre de faibles valeurs (1008 hPa) situées dans la zone saharienne et la zone intertropicale. L'analyse de la différence entre ces deux zones montre que l'Atlantique nord est sous l'influence de valeurs négatives de mslp durant les années riches en cyclones. Ce résultat (Fig. 3.21) montre que durant les années riches en cyclones, la pression est plus faible dans les zones de fortes activités cycloniques notamment dans la MDR.

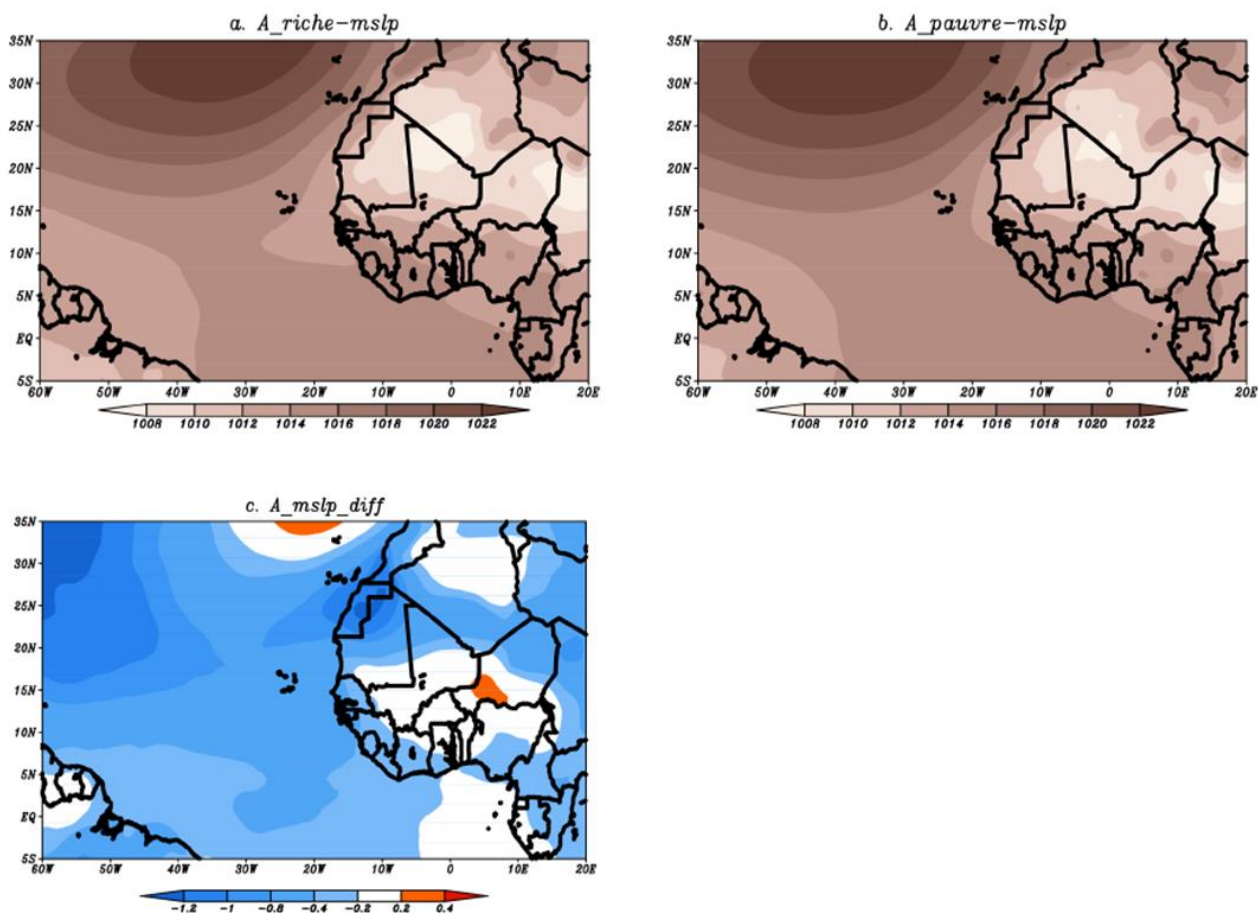


Figure 3.21: Moyenne de la pression réduite au niveau de la mer des 4 années riches en cyclones (en .a), des 4 années pauvres en cyclones (en .b) et leur différence (en .c)

3.4 Etude de cas: Ouragan Georges

Dans cette partie, nous avons d'abord déterminé l'état moyen de la troposphère au niveau des côtes ouest africaines au moment de la traversée d'un système convectif. Ensuite, nous avons étudié l'évolution d'un cas de cyclone qui s'est formé au large des côtes ouest africaines. Certains systèmes convectifs évoluent en se renforçant pour donner un phénomène de cyclogenèse sur l'atlantique nord. Nous avons suivi la perturbation classée dépression tropicale le 15 septembre 1998 par le National Hurricane Center (NHC) au sud-ouest de Dakar (25,1°W - 9,7°N). Cette dernière a évolué et est devenue par la suite le cyclone dénommé «GEORGES» (Fig. 3.22). Nous avons examiné la situation synoptique pour mieux comprendre l'environnement dans lequel ce cyclone a pu se développer.



Figure 3.22: Image de l'ouragan « Georges » prise le 20 septembre 1998 à 8h00
(Source: météo France)

La saison cyclonique 1998 dans l'atlantique nord fut une saison active car le nombre d'ouragans fut particulièrement élevé (10 au total). En effet, l'ouragan Georges est la septième tempête tropicale, le quatrième ouragan et le deuxième ouragan majeur durant la saison cyclonique 1998 dans l'Atlantique nord. Ce puissant ouragan de catégorie 4 a causé d'énormes dégâts durant sa longue traversée (des Caraïbes au Golfe du Mexique en septembre 1998), touchant la terre pas moins de sept fois (Antigua et Barbuda, Saint Christophe et Niévès, Haïti, République dominicaine, Cuba, Porto Rico et les États-Unis) avant de finir ses jours dans le nord de la Floride.

La République dominicaine et Haïti ont été les plus durement touchés, selon l'Alerte spéciale publiée par le système mondial d'information et d'alerte rapide (SMIAR) de la FAO. Dans les zones frappées par l'ouragan, 90% de la superficie cultivée aurait été détruite dans les deux pays. Cuba aussi a enregistré des pertes de récoltes et des dégâts matériels considérables. Les îles de Saint-Kitts et Nevis, Antigua et Barbuda, Dominique et Porto Rico ont été moins durement touchées. Les pluies associées à « *Georges* » furent substantielles dans les Antilles et la côte du centre-est du Mexique. Aucune estimation des précipitations en surface n'est disponible à partir de la République Dominicaine et d'Haïti, deux des pays les plus durement touchés par les pluies mais les estimations par satellite suggèrent que jusqu'à 990 mm de pluie sont tombées sur une période de 24 heures se terminant vers 12 h TU le 23 septembre. L'ouragan Georges a engendré sur son passage des tornades qui se sont produites dans les zones comme la Floride et l'Alabama avec 28 tornades et surtout dans le nord de la Floride.

➤ **En République dominicaine :**

En République dominicaine, il y a eu beaucoup de morts et plus de 100 000 personnes étaient sans abri. Dans certaines zones, routes et ponts ont été emportés par les crues et des édifices publics se sont écroulés sous la force des vents et des pluies. Certaines des zones frappées comptent parmi les grandes zones de production agricole du pays. L'alerte spéciale précise que les possibilités de reprise après les effets de la sécheresse de 1997 se sont évanouies. Selon des rapports officiels, la tempête a sérieusement endommagé 190 000 hectares de cultures vivrières, notamment des aliments de base: riz, plantains, bananes et plantes racines (FAO, 1998). Les plantations de tabac et de canne à sucre, importantes sources de devises, ont aussi beaucoup souffert. Quatre-vingt-dix pour cent (90%) des cultures de canne à sucre ont subi de gros dégâts. Le secteur du tourisme, qui est un secteur très sensible, a également été touché. Des organismes internationaux procèdent en collaboration étroite avec le Gouvernement à une évaluation détaillée des dommages subis par tous les secteurs (Guiney, 1999). Après le passage de « Georges », le gouvernement a déclaré qu'un des problèmes majeurs serait la propagation de maladies comme le paludisme et la fièvre dengue alors que la population de moustiques allait décupler dans les terres inondées.

➤ **En Haïti :**

En Haïti, « Georges » a causé des dégâts dans tout le pays. Pluies torrentielles, inondations et glissements boueux ont été signalés dans les zones montagneuses et les villages pauvres sur les coteaux (collines peu élevées) près de Port au Prince. Les premiers rapports indiquent que les cultures de sorgho et de mil ont été pratiquement détruites et qu'environ 80% des importantes plantations de bananes dans le sud-ouest du pays ont été balayés (FAO, 1998). Il est précisé qu'avant l'arrivée de l'ouragan, le pays aurait pu se remettre des effets de la sécheresse de 1997 et que l'on prévoyait une production végétale normale. Mais malheureusement, la venue de « Georges » a empiré la chose, l'aide alimentaire a augmenté pour compenser les graves pertes de cultures vivrières dues à l'ouragan.

➤ **Cuba :**

Cuba aussi a subi de lourdes pertes. L'évacuation de plus d'un demi-million de personnes a permis d'éviter de nombreuses pertes de vie. Des dégâts considérables furent cependant signalés aux logements et infrastructures, ainsi que pour certaines cultures importantes comme le plantain, un aliment de base dans l'alimentation de la population.

Les pluies torrentielles et les inondations de fin septembre ont été particulièrement dévastatrices dans l'est de l'île qui avait souffert des conditions météorologiques extrêmes durant l'année, portant un nouveau coup au secteur agricole vulnérable. La culture de la canne à sucre, vitale sur le plan économique qui avait enregistré en 1997/1998 sa production la plus basse en 50 ans, a été de nouveau sérieusement frappée. D'autres cultures de première importance comme le cacao et les bananes

plantains, aliments de base de la population, ont été gravement endommagées. Une des principales plantations de bananes plantains du pays aurait été détruite à 70 % (FAO, 1998).

L'ouragan a aggravé les problèmes d'approvisionnements vivriers. Un appel à l'aide d'urgence portant sur 34 000 tonnes d'aide alimentaire destinées à quelque 615 000 personnes pour la plupart des mères allaitantes, des enfants d'âge scolaire et des victimes de la sécheresse dans les provinces orientales avait été lancé en début septembre avant que l'ouragan ne frappe l'île (FAO, 1998).

➤ **Aux Etats-Unis:**

Aux États-Unis, les dommages liés aux habitations n'étaient pas aussi étendus que dans les Antilles. En Floride, 1536 maisons furent endommagées, dont 173 détruites, beaucoup étant des maisons mobiles (Guiney, 1999). La côte du Mississippi, de l'Alabama et de la Floride furent les plus touchées par l'ouragan « Georges » par des pluies torrentielles et par des vents violents. Les fortes précipitations ont contribué au débordement significatif des rivières ce qui a forcé l'évacuation des résidents pour plusieurs jours. L'onde de cet ouragan causa aussi l'érosion des plages. Les vents violents et les inondations causèrent les dégâts aux habitations. Finalement, les lignes de grains orageux produisirent plusieurs tornades.

Au Mississippi, près de 230 000 foyers furent privés d'électricité et 9 000 personnes durent aller dans des refuges (Guiney, 1999). En Louisiane, l'ouragan a également fait des dégâts, inondant en particulier les Îles Chandeleur, une série d'îles barrières qui furent réduites à des bancs de sables isolés. Ce qui détruisit plusieurs endroits de nidification. Les dommages ailleurs furent minimaux et 160 000 clients perdirent le courant électrique.

Tableau 3 : Récapitulatif sur les impacts de l'ouragan « Georges »

(Source : www.nhc.noaa.gov)

Pays ou Etats	Nombres de Décès	Dommages matériels (en \$US)
République dominicaine	380	2 000 000 000
Haïti	209	-----
Cuba	6	305 800 000
Etas-Unis	1	2 765 000 000
SaintKitts and Nevis	4	-----
Antigua	2	-----
Bahamas	1	
Total	603	9 723 600 495

L'ouragan « Georges » a causé beaucoup de dommages matériels et des pertes de vie considérables estimées à 603 morts au cours de son passage: de sa formation à sa dissipation. Nous remarquons également que les tempêtes tropicales, les ouragans et les ouragans majeurs n'ont pas d'impacts sur le continent africain en général plus précisément sur l'Afrique de l'Ouest mais ils prennent naissance au large des côtes ouest africaines. Par contre, ils ont un impact en général dans le bassin Atlantique et à l'Est du continent américain où on a enregistré des dommages et des pertes humaines. Dans cette section, nous allons étudier les paramètres qui ont influencé et contribué à la naissance de l'ouragan « Georges ».

Le champ de vent est montré sur la figure 3.23 au niveau 700 hPa et la propagation de vortex sur la bande équatoriale et un anticyclone au nord de l'Afrique de l'ouest en septembre 1998. Ce champ de vent est associé à une onde génératrice d'un cyclone à 3 jours avant (J-3) et 2 jours après (J+2) sa détection au niveau de la longitude moyenne de déclenchement des cyclones. Le décalage fait référence au jour du déclenchement de l'ouragan « Georges » le 15 septembre 1998. Les lignes (streamlines en anglais) montrent des trajectoires plus ou moins circulaires appelées vortex. La croix bleue qui se situe entre $9,7^{\circ}\text{N}$ et $25,1^{\circ}\text{W}$ représentent les coordonnées de naissance de l'ouragan « Georges ». Le vortex est caractérisé par des lignes très resserrées. Il se propage vers l'ouest. Les figures 3.23(a) ; 3.23(b) montrent une croix sur le thalweg d'une onde qui se propage vers l'ouest. Sur la figure 3.23(c), cette onde qui symbolise toujours le vortex dépasse la croix et se situe sur la dorsale (le creux de l'onde) de l'onde. Sur la figure 3.23(d), une autre onde arrive sur la croix et se positionne sur l'avant du thalweg (sens contraire des aiguilles d'une montre) de l'onde génératrice le 15 septembre 1998. Sur la figure 3.23(e), la croix se situe sur le thalweg (la crête de l'onde) de l'onde qui est toujours en propagation vers l'ouest. Cette méthode a été utilisée dans les travaux de Harr and Elsberry (1996) qui, pour expliquer l'interaction entre les cyclones tropicaux et les systèmes convectifs de méso-échelle, ont étudié l'évolution d'un système convectif au sein d'un cyclone au cours du programme TCM-93 (Tropical Cyclone Motion). Sur la figure 3.23(f), la croix se situe sur la dorsale de l'onde génératrice de l'ouragan « GEORGES », cette onde continua son parcours pour atteindre le stade d'ouragan majeur le 20 septembre 1998 en propagation vers l'ouest.

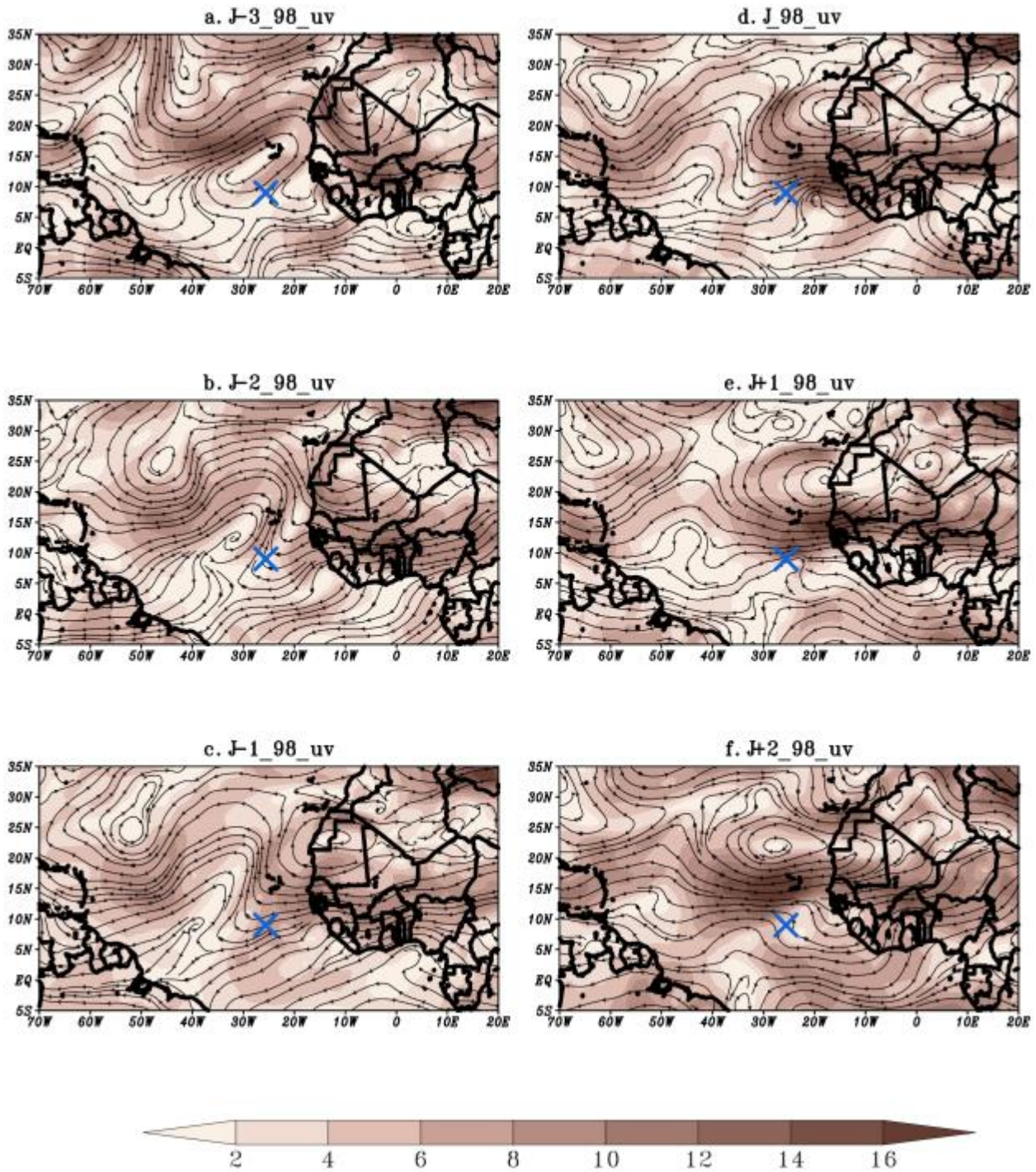


Figure 3.23 : Evolution de l'ouragan « Georges » 3 jours avant et 2 jours après sa naissance le 15 septembre 1998. Les lignes en flèches (streamlines en anglais) représentent la direction du champ de vent superposé au module à 700 hPa et la croix bleue représente la position de naissance de l'ouragan « Georges ».

Une propagation anticyclonique (en spirale) dans l'océan atlantique et le champ de vent à 200 hPa sont présentés sur la figure 3.24. Cette dernière montre également une succession de spirales anticycloniques (sens des aiguilles d'une montre) formant ainsi une bande. Le niveau 200 hPa permet de visualiser le JET qui est un vent de forte intensité et de direction Est-Ouest qui joue un rôle

important dans l'augmentation du cisaillement et qui pourrait perturber l'activité convective du vent induisant l'anticyclonèse. Nous remarquons également du haut vers le bas de cette figure des spirales anticycloniques qui coïncident avec les faibles valeurs du module de vent s'étendant du continent vers l'océan atlantique nord et au nord de la croix indiquant les coordonnées de naissance de l'ouragan « Georges ». Cette situation est logique car à ce niveau d'altitude, nous avons une forte intensité du vent et une forte divergence. Ces fortes valeurs de JET résulteraient de l'intense convection et d'une forte libération de chaleur latente qui pourrait alimenter le Jet d'Est tropical (Janicot, 1990). A cela s'ajoute le paramètre d'OLR qui est un traceur de convection de manière cruciale pour le développement et le maintien de la convection profonde.

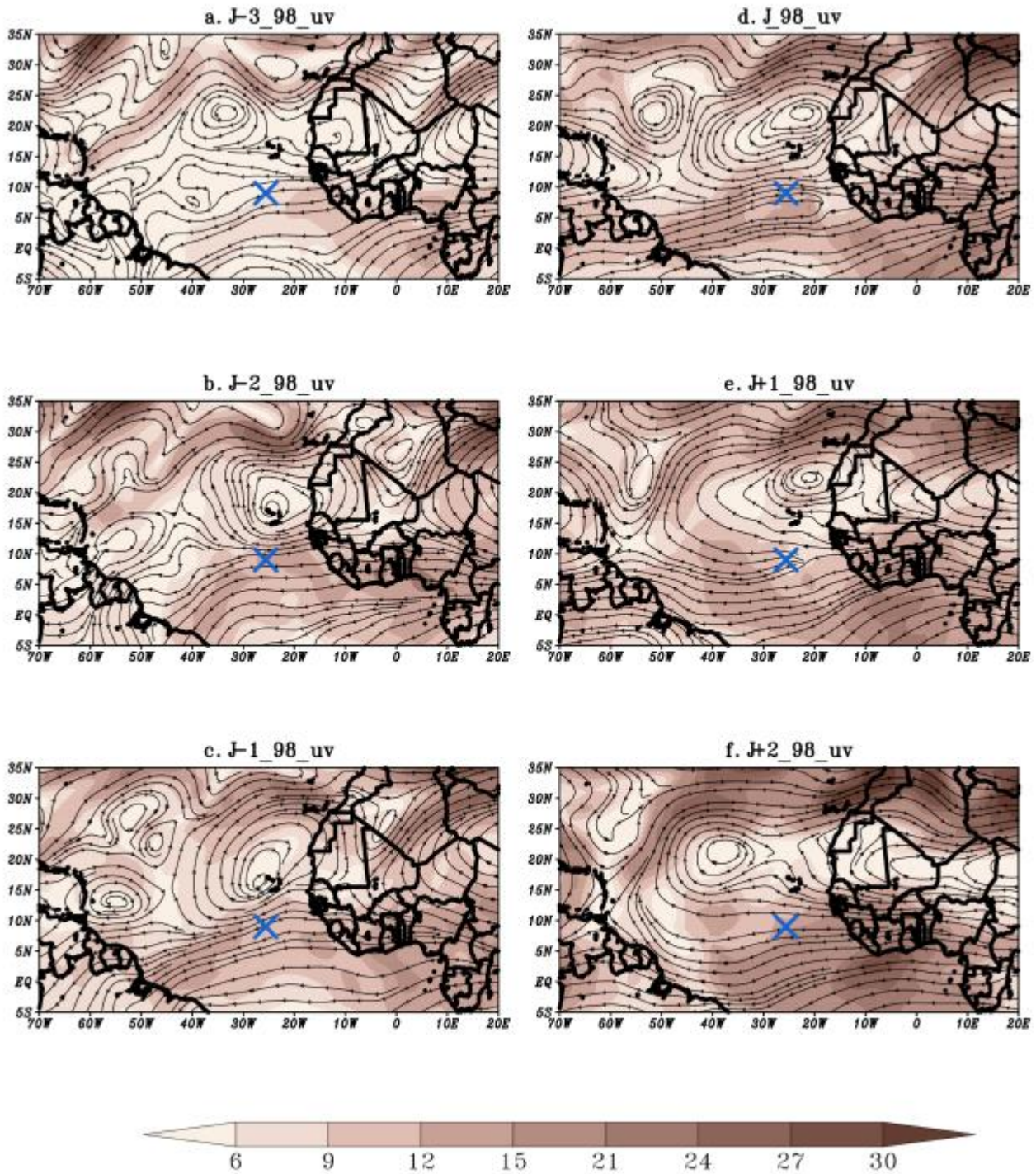


Figure 3.24 : Comportement du champ de vent à 3 jours avant et 2 jours après la naissance de « Georges » le 15 septembre 1998. Les lignes en flèches (streamlines en anglais) représentent la direction du champ de vent superposé au module à 200 hPa et la croix bleue représente la position de naissance de l'ouragan « Georges ».

La figure 3.25 représente du haut vers le bas l'OLR qui signifie en anglais « Outgoing Long wave Radiation » et connue sous le nom de rayonnement à ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère ou radiation de grande longueur d'onde (infrarouge) exprimée en watts par mètre carré (W/m²). Elle caractérise l'estimation de l'émission vers l'espace des radiations infrarouges du

système terre océan-atmosphère. L'OLR est un traceur de la convection et a été utilisée pour caractériser la convection pendant la propagation du 12 au 17 septembre 1998 de l'onde génératrice de l'ouragan « Georges » à 700 hPa. La figure 3.25 présente du haut vers le bas deux zones: une zone de faibles valeurs d'OLR ($180 W.m^{-2}$) située dans la zone intertropicale et une autre de fortes valeurs d'OLR ($300 W.m^{-2}$) située de part et d'autre de la zone de faibles valeurs d'OLR. Sur la figure 3.25(b) la propagation de l'onde vers l'ouest est bien visible, la croix matérialise la position ($9,7^{\circ}N$ et $25,1^{\circ}W$) de naissance de l'ouragan « Georges » le 15 septembre 1998. La dépression s'intensifie le 15 septembre juste devant le thalweg de l'onde. Ce résultat confirme celui de Reed et al. (1977). En effet, ces auteurs en étudiant le mouvement des ondes ont montré qu'il existe une convergence en surface et une ascendance plus forte à l'avant du thalweg de ces ondes. Sur la figure 3.25(f), les faibles valeurs d'OLR se situent dans le bassin atlantique à $35^{\circ}W-10^{\circ}N$ et vers le Cameroun. Dans cette zone tropicale, la présence de nuages cumuliformes à fort développement vertical avec un sommet élevé peut être détectée et suivie par ces mesures d'OLR qui traduisent la couverture nuageuse associée à la convection profonde. Les faibles valeurs d'OLR correspondent à des températures froides du sommet des nuages qui caractérisent des systèmes convectifs souvent très pluvieux. Le développement des ondes d'est africaines s'accompagne avec de faibles valeurs d'OLR suggérant la présence d'une convection profonde. Les données d'OLR montrent une convection qui se propage vers l'ouest, ce qui représente une signature pour la convection associée à l'onde d'est africaine associée au cyclone « Georges ». Les fortes valeurs d'OLR traduisent tout simplement la tendance vers l'affaiblissement de ces systèmes. Cette forte convection s'accompagne d'une présence de l'humidité dans les couches moyennes.

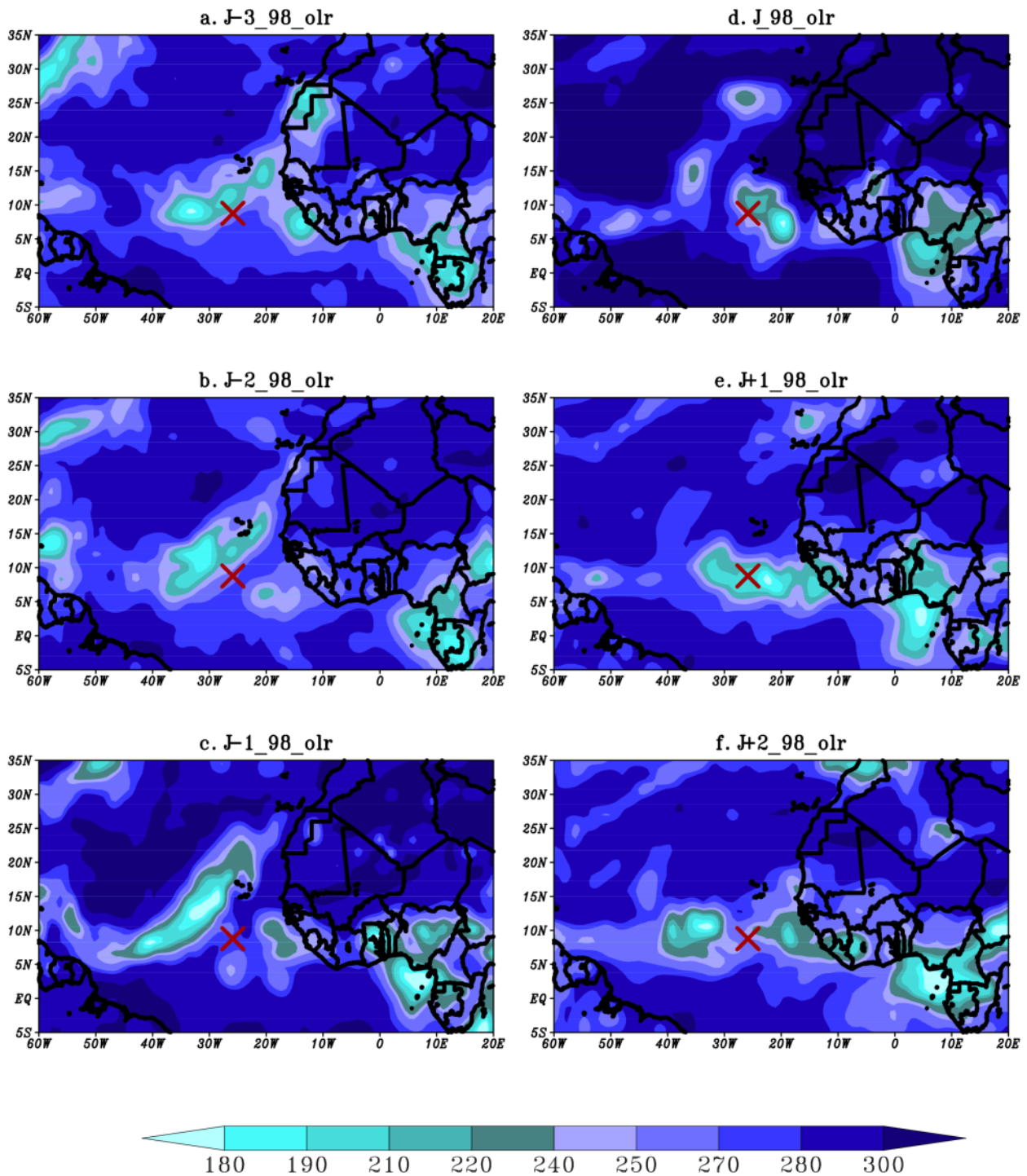


Figure 3.25: Rayonnement à Ondes Longues (Outgoing Longwave Radiation en anglais) à 700 hPa du 12 au 17 septembre 1998.

L'humidité relative du 12 au 17 septembre 1998 à 700 hPa de J-3 à J+2 (avec J=15 septembre 1998) est représenté sur la figure 3.26. Cette figure présente deux secteurs: un secteur de forte humidité (supérieure à 50%) situé vers le sud notamment sur le golfe de Guinée et dans le bassin atlantique. Cette humidité est due au flux de mousson en provenance du Sud de l'océan atlantique et qui pénètre dans le continent en diminuant d'intensité et converge au-dessus du Sahel. Un autre secteur de faible

humidité qui se situe entre 20°N-35°N et 10°W-20°W qui évolue vers l'ouest. Dans cette zone, l'air provenant du Sahara est chaud et sec et pauvre en humidité, ce qui induit une convection faible. Cette couche d'air, induite par le courant d'harmattan qui est un vent en provenance du Nord-Est, évolue vers l'ouest du continent africain. Les maxima d'humidité (85 % à 90 %) sont observés au Sud du continent et dans l'atlantique. Ce sont des zones favorables au développement de l'onde d'Est africaine qui a initié l'ouragan « Georges ». L'humidité est connue de manière cruciale pour le développement et le maintien de la convection profonde. Ce résultat suggère que l'environnement était moins favorable à la convection forte qui induise le développement de l'onde. Les maxima d'humidité sont observés dans le cas de l'onde d'Est africaine en développement induisant le cyclone Georges. Ces résultats sont en phase avec ceux de Camara et al. (2011) qui ont conclu que les Ondes d'Est Africaines qui sont associées aux cyclones sont caractérisées par une forte humidité dans les basses et moyennes couches.

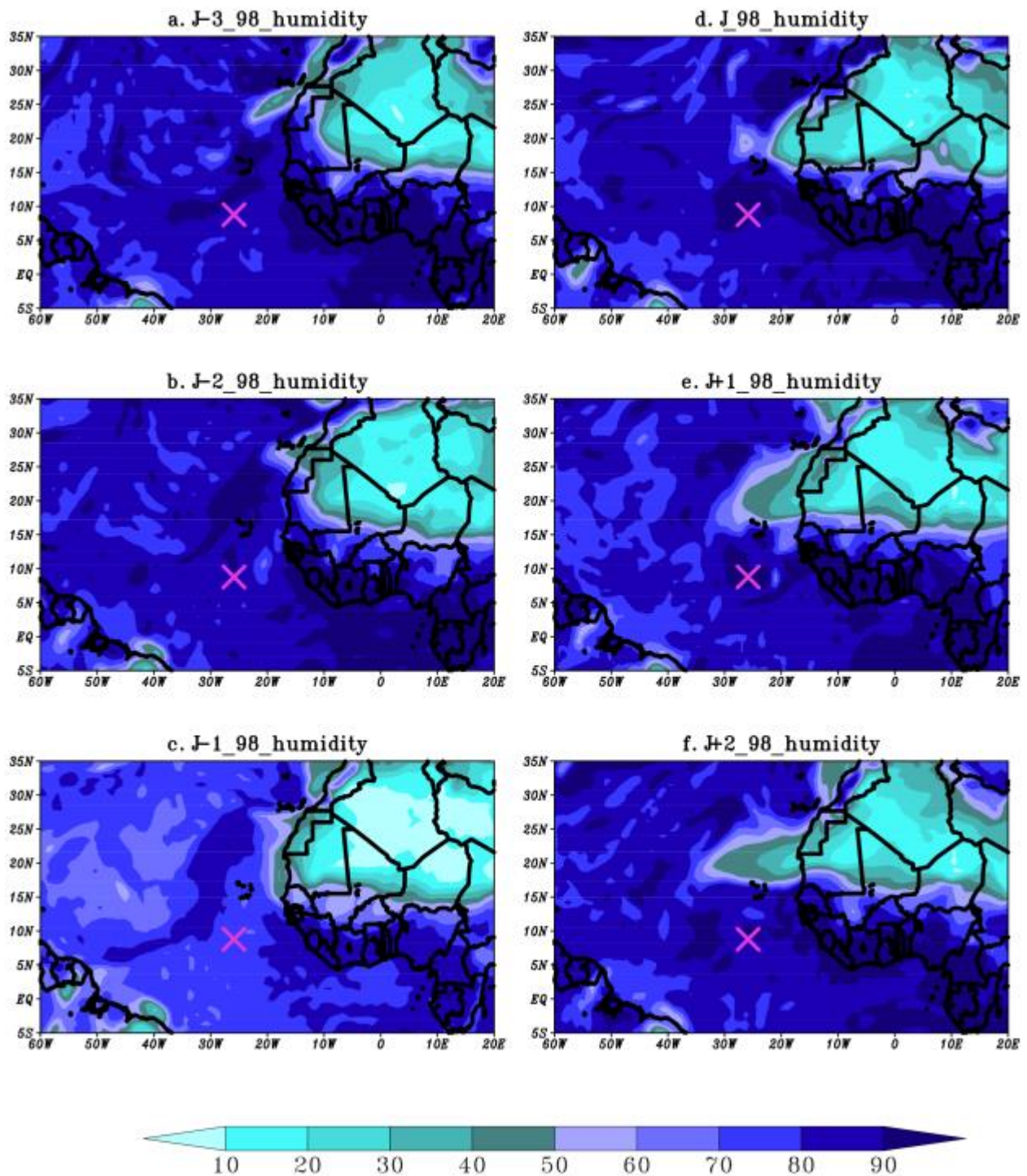


Figure 3.26: Humidité relative du 12 au 17 septembre 1998 à 700 hPa de J-3 à J+2 (avec J=15 septembre 1988).

Le champ de pression réduite (mslp) au niveau 700 hPa en septembre 1998 est représenté sur la figure 3.27. Nous remarquons sur cette figure une zone de faible pression située dans la bande équatoriale et subtropicale, une zone de fortes valeurs de pression (anticyclone) située dans l'Atlantique nord. Les valeurs faibles de mslp coïncident avec la zone intertropicale qui est une zone de forte activité cyclonique ce qui implique que la cyclogenèse va avec des valeurs faibles de mslp. Nous retrouvons

les fortes valeurs de mslp dans l'Atlantique nord dans la zone de l'anticyclone des Açores et au nord du continent africain.

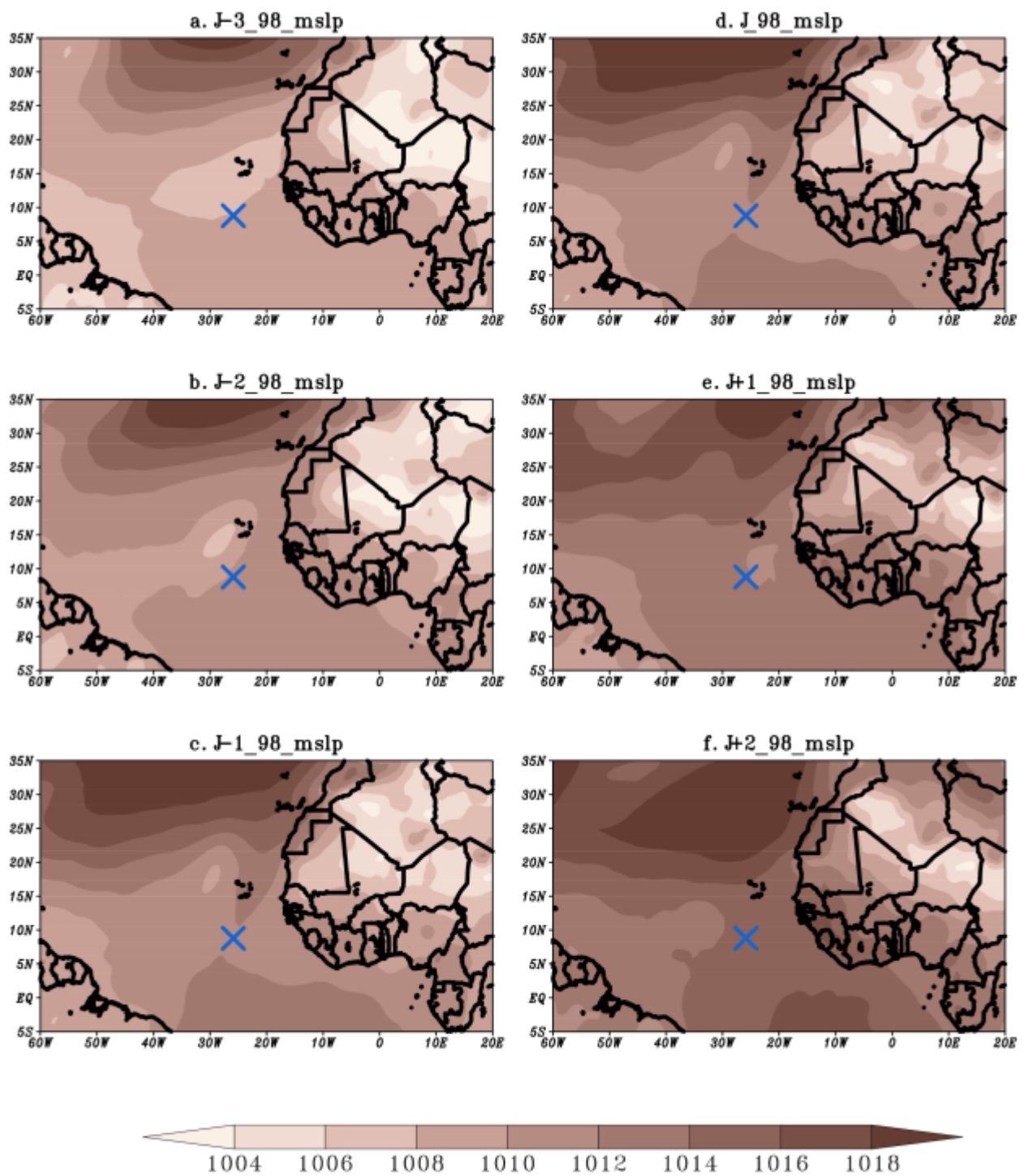


Figure 3.27: Le champ de pression à 700 hPa (réanalyses ERA-Interim) en septembre 1998.

Conclusion générale et perspective

La cyclogenèse est un phénomène très complexe. En effet, pour la comprendre, nous avons d'abord fait une étude bibliographique dans laquelle nous avons illustré le mécanisme de formation des cyclones. Les paramètres dynamiques et thermodynamiques, indispensables à leur formation, ont été passés en revue. L'objectif principal de ce mémoire était d'étudier la variabilité saisonnière et interannuelle de la cyclogenèse dans l'Atlantique Nord, complétée par un cas d'étude de cyclone qui s'est formé au large des côtes ouest africaines. Pour cela, à l'aide des données du National Hurricane Center (NHC), nous avons fait d'abord une étude statistique en sélectionnant des systèmes qui sont devenus tempêtes tropicales, ouragans et ouragans majeurs dans le bassin atlantique et au large des côtes ouest africaines sur la période 1970 à 2015. Les résultats montrent que l'année 2005 reste la plus active en termes de formation des cyclones suivie de l'année 1995. L'étude climatologique montre aussi que les mois d'Août et Septembre sont les plus actifs du point de vue de l'activité cyclonique. Les réanalyses ERA-Interim (de 1996 à 2012) ont été utilisées pour étudier la variabilité interannuelle de l'activité cyclonique. L'étude du champ d'OLR et de la pression montre que quand ces deux paramètres augmentent, l'activité cyclonique diminue et inversement. Dans la dernière partie du travail, nous avons étudié le cas de l'ouragan « Georges » qui s'est formé au large des côtes ouest africaines le 15 septembre 1998. Les résultats montrent que cet ouragan a été initié par une onde d'est africaine et que les conditions favorables à la formation de l'ouragan Georges sont entre autres : une forte convection (faible valeur de l'OLR), une situation dépressionnaire (faible pression) et une forte humidité relative.

En perspective, il serait souhaitable d'approfondir cette étude en procédant à une analyse composite de plusieurs cas de cyclones ayant pris naissance aux larges des côtes ouest africaines afin de mieux détecter les conditions favorables à la cyclogenèse dans cette zone.

Références bibliographiques

- Avila, L. A., and G. B. Clark, 1989. Atlantic tropical systems of 1988, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2260-2265.
- Bell, G., S. Goldenberg, C. Landsea, E. Blake, M. Chelliah, K. Mo and R. Pasch, 2004. The 2003 North Atlantic Hurricane Season: A climate perspective. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **85**, S20-S24.
- Camara, M., 2006. Cyclogenèse dans l'Atlantique Nord en relation avec le système de mousson en Afrique de l'Ouest, Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble, 240 pp.
- Camara, M., Diedhiou, A. and Gaye, A. T., 2010. Spacial and temporal distribution of North Atlantic tropical cyclones, *African Journal of Environmental Science and technology*, **4**, 006-012.
- Camara, M., Diedhiou, A. and Gaye, A. T., 2011. African Easterly Waves and Cyclonic Activity over the Eastern Atlantic. Composite and Case Studies, doi: 10.1155/2011/874292, 14 pp.
- Chen, Y. L. and Y. Ogura, 1982. Modulation of convective activity by large-scale flow Patterns observed in GATE. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1260-1279.
- Chu, P. S., Clark J. D., 2002. Interannual Variation of Tropical Cyclone Activity over the Central North Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No. 3, pp. 403-418.
- DeMaria, M., J. J. Baik, and J. Kaplan, 1993. Upper level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1133-1147.
- DeMaria, M. J.A. Knaff, and B.H. Connell, 2001. A Tropical Cyclone Genesis Parameter for the Tropical Atlantic. *Weather Forecast.*, **16**, 219-233.
- Diedhiou A, Janicot S, Viltard A, De Felice P, Laurent H, 1999. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis. *Clim. Dyn.* **15**: 795-822.
- FAO, 1998. hurricane "GEORGES" causes extensives crop damage in caribbean countries ; special alert no. 286 : the caribbean. <http://www.fao.org/docrep/004/x0058e/x0058e00.htm>
- Gray, W. M., 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea.Rev.*, **96**, 669-700.
- Gray, W. M., 1975. Tropical cyclone genesis. *Dept. Atmos. Sci.*, paper n° 232, Colorado State University, Fort Collins (Colorado, US), 121 pp.
- Gray, W. M., 1979. Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the tropical oceans. J. Roy. Meteor. Soc., Bracknall, England, D. B. Shaw, ED.*, pp. 155-218.

- Gray, W.M., 1984. Atlantic seasonal hurricane frequency, Part II: forecasting its variability. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1669-1683.
- Grist, J. P., and S. E. Nicholson, 2001. A study of the dynamic factors influencing the interannual variability of rainfall in the West African Sahel. *J. Climate*, **14**, 1337-1359.
- Guiney, J. L., 1999. « Preliminary Report Hurricane Georges 15 September - 01 October 1998 », Updated 9 september 2014 for U.S. damage. 29pp.
- Harr, P. A., EJSbcrry R. L. and Chan C. L., 1996. Transformation of a large monsoon depression to a tropical storm during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2625-2643.
- Hopsch S. B., Thorncroft C. D. and Tyle K. R., 2010. "Analysis of African easterly wave structures and their role in influencing tropical cyclogenesis," *Monthly Weather Review*, vol. **138**, no.4, pp. 1399-1419.
- Houze, R. A., 1977. Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. *Mon. Weather Rev.*, **105** (12), pp. 1540-1567.
- Houze, R. A., 1993. Clouds Dynamics, tm. 53 de International Geophysics series. Academic Press, Inc, New York, 573 pp.
- Houze R. A. Jr., 2004. Mesoscale Convective Systems, *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003.
International Meteorological Vocabulary, WMO, 1992, 784 p., ISBN: 978-92-630-2182-3.
- Janicot, S., 1990. Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasistationnaires durant une phase de transition climatique. Thèse de doctorat, Paris VI, 600 p.
- Janicot, S., Mounier, F. and Diedhiou, A., 2008. Les ondes atmosphériques d'échelle synoptique dans la mousson d'Afrique de l'Ouest et centrale: Ondes d'est et ondes de Kelvin, **19**, N°1, 13-22.
- Jolivet, S., Barbary D., Chane-Ming, F., Roux, F. and Westrelin, S., 2008. The effect of La Réunion island on tropical cyclone Dina (2002): a comparative numerical study. *Meteor. Atmos. Phys.*, submitted for publication (April 2008).
- Kebe, I., Sylla, M. B., Omotosho, J. A., Nikiema, P. M., Gibba, P., Giorgi, F., 2016. Impact of GCM boundary forcing on regional climate modeling of West African summer monsoon precipitation and circulation features, DOI: 10.1007/s00382-016-3156-x, 15pp.
- Landsea, C. W., 1993. Climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703-1713.
- McBride, J. and R. Zehr, 1981. Observation alanalysis of tropical cyclone formation. part ii: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132- 1151.
- Nieholson, S. E., and J. P. Grist, 2003. The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and Equatorial Africa. *J Climate*, **7**, 1013-1030.

- Pytharoulis, I., and C. Thorncroft, 1999. The low-level structure of African easterly waves in 1995. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2266-2280.
- Reed, R.J., Norquist, D. C. and Recker, E. E., 1977. The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.
- Sall, S.M., and H. Sauvageot, 2005. Cyclogenesis off the African Coast: the case of Cindy in August 1999. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Sall, S. M., A. Gaye, A. Viltard and P. de Félice, 2006: A cyclogenesis index for Tropical Atlantic off the African Coasts, *Atmos. Res.*, **79**, 123-147.
- Simmons A. S., Uppala D., Kobayashi S., 2007. ERA-Interim: new ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* **110**: 29-35.
- Simpson J., Ritchie E. A., Holland G. J., Halverson J., and Stewart S., 1997. Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643–2661.
- Sylla M. B., Giorgi F., Ruti P. M., Calmanti S., Del l’Aquila A., 2011. The impact of deep convection on the west African summer monsoon climate: a regional climate model sensitivity study quarterly. *Journal of the royal Meteorological Society*. doi: 10.1002/joc.2029.
- Thorncroft and Blackburn M., 1999. On the maintenance of the Africaine easterly jet. *Q.J.R Meteorol Soc*, **125** (555) :763-786.
- Uppala S., Dee D., Kobayashi S., Berrisford P., Simmons A., 2008. Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter* **115**: 12-18.