

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE



MASTER 2 DE RECHERCHE

EN

“SCIENCE DE L’INGENIEUR”

OPTION : Météorologie Océanographie et Gestion des Milieux Arides (MOGMA)

MEMOIRE DE STAGE

Année Universitaire 2008-2009

Cyclogenèse : Effets des conditions océaniques de surface sur la naissance des dépressions tropicales au large des côtes Sénégalaises

Présenté par :

Abdou Lahat DIENG

**ENCADREURS : Dr. Saïdou Moustapha SALL
Dr. Alban LAZAR**



LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L’ATMOSPHERE ET DE L’OCEAN

SIMEON FONGANG (LPAO-SF)

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF), je tiens donc vivement à remercier Mr Amadou Thierno GAYE, directeur du laboratoire de m'avoir accepté et de m'avoir mis dans d'excellentes conditions de travail.

Je remercie profondément Messieurs Saïdou Moustapha SALL et Alban LASAR d'avoir dirigé et suivi mon mémoire. Au-delà de l'encadrement scientifique de qualité qu'ils m'ont offerts, de leurs disponibilités, de leurs corrections dans le travail, je ne saurais trouver les mots justes pour exprimer toute ma gratitude pour la confiance qu'ils ont su me donner et pour le temps qu'ils ont su me consacrer durant ce stage.

Je remercie tous les chercheurs du LPAO-SF, je veux citer messieurs Daouda BADIOUANE, Moctar CAMARA, Abdoulaye DEME, Mouhamadou Fadel KEBE, Frédéric HOURDIN, Seydi Ababacar NDIAYE, Khalifa SIBI, Bamol Sow.

Je tiens à remercier tous les doctorants du LPAO-SF, Madame Diakhaté et Marie Agnès Tine.

Ma reconnaissance s'adresse à tous mes camarades de promotion Moussa DIAKHATE, Ismila DIALLO, Ousmane DIANKHA, Jean Paul Latir FAYE et Fatou Bintou SANE pour leur amitié que leur collaboration.

Enfin un remerciement spécial à toute ma famille et à tous mes amis.

QUE DIEU NOUS GARDE PARMI SES PROCHES.

RÉSUMÉ :

L'étude de la pluviométrie en Afrique de l'ouest montre qu'elle est fortement liée à l'activité des systèmes convectifs de méso échelle. Ces derniers sont souvent générés dans les zones accidentées (Montagnes du Cameroun, de Guinée, plateau de Jos au Nigéria etc..), et suivent une trajectoire d'est en ouest pour atteindre les côtes africaines. Durant leur passage au large des côtes, certains s'affaiblissent et se dissipent pendant que d'autres se renforcent pour évoluer en dépression tropicale (cyclogenèse).

Dans ce travail nous avons étudié le comportement de la température de surface de la mer (SST en anglais) et de l'humidité relative au cours de l'évolution de systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises observés à l'aide du Radar de Dakar Yoff de 1993 à 1999. Nous avons également étudié le comportement de ces mêmes variables pour des systèmes déclarés dépressions tropicales par le National Hurricane Center. Il ressort de cette étude que, les jours de renforcement et de dissipation des systèmes convectifs ont de manières générales des valeurs de SST plus élevées que leurs moyennes climatologiques contrairement au cas des dépressions tropicales où l'on note généralement le contraire. Pour l'humidité relative nous constatons que, pour un seuil de 70% dans les couches moyennes (850-600 hPa), l'humidité dépasse rarement ce seuil deux jours avant le jour j et au jour j pour les cas de dissipation et est important pour les cas de renforcement et de dépression tropicale pendant les mêmes périodes. Ce résultat confirme l'idée de Gray (1977,1979) qui considère que l'humidité relative dans les couches moyennes peut être un facteur permettant de distinguer un cas de formation de dépression tropicale vis-à-vis d'un cas de dissipation de système. Cependant, certains cas de dissipation sont une exception à la règle. Ce qui veut dire que les autres paramètres atmosphériques doivent être aussi considérés.

Mots clés : Systèmes convectifs de méso échelle, température de surface de la mer, humidité relative, Radar de Dakar Yoff, dépressions tropicales, National Hurricane Center, moyennes couches.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

I.1 : carte mondiale des cyclones tropicaux	3
I.2 Vue satellitaire du cyclone atlantique Fran, le 04 septembre 1996	4
I.3a: Cyclone en plan horizontal dans l'hémisphère Nord	5
I.3b: coupe verticale d'un cyclone tropical	5
I.4 Cyclones observés durant 14 années	9
I.4: Modèle conceptuel de cyclogenèse tropicale à partir d'un MCS.....	12

CHAPITRE II

II.1 Image Radar d'un système convectif qui se renforce en atteignant les côtes sénégalaises le 16 Août 1995.....	15
II.2 : Image Radar d'une ligne de grain qui se dissipe quelques heures après avoir atteint les côtes sénégalaises le 25 Juillet 1996.....	15
II.3 : Flux de surface et SST du 22 aout 1996 à 06h00 au 23 aout 1996 à 12h00	17
II.4 : Flux de surface et SST du 19 septembre 1998 à 12h00 au 21 septembre 1998 à 06h00.....	18
II.5 : Flux de surface de surface et SST du 09 septembre 1999 à 12h00 au 11 septembre 1999 à 12h00	19

CHAPITRE III

III.1 : anomalie journalière de SST du 31 juillet 1993 (droite) et moyenne journalière de SST du 31 juillet	22
III.2 anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) des jours de renforcements (entre 1989 et 1998) respectivement de haut en bas pour les cas 94R, 95R1 et 95R2	22
III.3 Idem Figure III.2 mais pour les cas de 95R3, 98R et 99R	24
III.4 : Images Radar de 96A1 entre la Terre et la mer le 25 Juillet 1996	25
III.5 : anomalie journalière de SST à droite et moyenne journalière de SST du 25 juillet (entre 1989 et 1998) à gauche	25
III.6 anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) des jours de dissipation respectivement de haut en bas pour les cas 96A2, 96A3 et 98A	26
III.7 Idem figure III.6 mais pour les cas 99A1, 99A2 et 99A3.....	26
III.8 tropical cyclone image (from Shay 2001)	27
III.9 : anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) associées respectivement l'apparition de Bret, Chris, Humberto, et Fran	28
III.10 : Idem Figure III.9 mais pour les cas de Jeanne, Cindy et Guert.	29
III.11 : Différence de la SST entre le jour j et le jour j-2 pour l'ensemble des dépressions tropicales étudiées dans ce travail	30
III.12 : zone utilisée pour le calcul de l'humidité	32
II.13 : profil de l'humidité relative(en%)respectivement pour les cas de 96A1, 96A2 et 96A3.....	33
II.14 Idem Figure III.13 mais pour les cas de 98A et 99A3	34
Figure III.15 Idem Figure III.13 mais pour les cas de 99A1 et 99A2	34

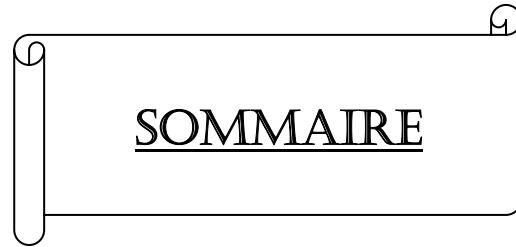
III.16 : profil de l'humidité relative(en%)respectivement pour les cas de 93R, 94R, 95R1 et 99R	35
III.17 Idem Figure II.16 mais pour les cas de 95R2, 95R3 et 98R.....	36
III.18: profil de l'humidité relative(en%)respectivement pour les cas de Bret, Chris et Humberto	37
III.19 Idem Figure III.18 mais pour les cas de Fran, Jeanne Cindy et Guert	38

LISTE DES TABLEAUX

I.1 : Echelle de Saffir-Simpson	4
II.1 : Systèmes convectifs renforcés ou dissipés dans la zone délimitée par la fenêtre Radar de Dakar Yoff	16
II.2 : Dépressions tropicales étudiées dans ce travail	19 et 20

LISTE DES ACRONYMES

AEW	African Easterly Wave
AEJ	African Easterly Jet
ASECNA	Agence pour la SECurité et la Navigation Aérienne
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
ANAMS	Agence Nationale de la Météorologie du Sénégal
ENSO	El Niño Southern Oscillation
MCS	Meso Convective System
MCV	Meso Convective Vortex
MDR	Main Development Region
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NHC	National Hurricane Center
QBO	Quasi-Biennal Oscillation
SANAGA	Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains
SST	Sea Surface Temperature
TD	Tropical Depression
TS	Tropical Storm
ZCIT	Zone de Convergence InTropicale



INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉ SUR LES CYCLONES TROPICAUX	3
I.1 Etymologie et définition	3
I.2 Mécanisme de formation du cyclone tropical.....	6
I.2.1 Conditions de formation d'un cyclone tropical	6
I.2.1.1 Contraintes énergétiques	6
I.2.1.1.1 Contraintes dynamiques :	7
I.3 Lien entre la cyclogenèse et le phénomène El niña (ENSO).....	8
I.4 Lien entre l'activité cyclonique et les ondes d'Est Africaines	10
I.5 Lien entre l'activité cyclonique et l'oscillation Quasi Biennale.....	10
I.6 Les systèmes convectifs méso-échelle et la cyclogenèse.....	10
CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODES D'ANALYSE	13
II.1. Données	13
II.1.1. La température de surface de la mer	13
II.1.2 Les ré analyses ERA-Intérim	13
II.1.3 Les données du National Hurricane Center(NHC).....	14
II.1.4 Les données Radar de Dakar Yoff	14
II.2. Méthodes	14
II.2.1. Systèmes renforcés ou dissipés près des côtes sénégalaises	14
II.2.2. Systèmes devenus dépressions tropicales	17

CHAPITRE III : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	21
III.1 Introduction	21
III.2. Etude des anomalies de SST	21
III.2.1 Cas de renforcement à la côte	22
III.2.1 .1 Cas 93R	22
III.2.1 .2 Autres cas de renforcement.....	22
III.2.2 Cas de dissipation à la côte.....	24
III.2.2.1 Cas de 96A1	24
III.2.2.2 Autres cas de dissipation	25
III.2.3. Comportement autour de la zone de naissance des dépressions tropicales.....	27
III.2.4 Conclusion partielle	31
III.3 Etude de la contribution de l'humidité relative	31
III.3.1 Cas de dissipation	32
III.3.2 Cas de renforcement	35
III.3.3 Comportement autour des zones de naissance des dépressions tropicales	37
III.3.4 Conclusion partielle	39
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	40
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	42
SITES INTERNET.....	46

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La pluviométrie en Afrique de l'Ouest est en grande partie générée par les Systèmes Convectifs de Méso-échelle (ou Meso-convective system en anglais MCS). Ces systèmes se forment généralement dans les zones accidentées (Montagnes du Cameroun, de Guinée, plateau de Jos au Nigéria etc..), et suivent une trajectoire d'est en ouest . Durant leur passage jusqu'aux larges des côtes, certains s'affaiblissent et se dissipent pendant que d'autres se renforcent pour évoluer en dépression tropicale (cyclogenèse).

L'évolution d'un MCS jusqu'à la dépression tropicale a beaucoup été étudiée au cours de ces dernières années (Laing and Fritsch, 1993 ; Bister and Emanuel, 1997 ; Sall et al., 2005). Ces études ont montré que les MCS possèdent des vortex cycloniques en moyenne troposphères et que ces derniers joueraient un rôle déterminant dans la cyclogenèse (Ritchie and Holland, 1997 ; Simpson et al. 1997). Sall et al. (2005) ont analysé les différentes phases d'évolution d'un MCS au cours de la naissance du cyclone Cindy observé durant le mois d'août 1999. Ces résultats ont montré l'importance des ondes, en présence d'une importante quantité d'eau précipitable dans l'atmosphère et d'une forte convergence dans les basses et moyennes couches de la troposphère au moment du déclenchement de la perturbation. Cependant toutes ces études se sont basées sur les paramètres dynamiques et thermodynamiques de l'atmosphère et n'ont pas explicitement impliqué la SST qui demeure un facteur très déterminant dans la convergence des basses couches (Lindzen and Nigam, 1987) mais aussi dans la stabilité de la colonne d'air (Walas et al., 1989). Des études ont montré que lorsque la SST est supérieure à la normale, cela tend à augmenter le nombre ou la fréquence des dépressions tropicales (Shapiro and Goldenberg, 1998 ; Landsea et al., 1998). Ces études ont utilisé des échelles temporelles (variabilité inter saisonnière ou inter-annuelle) et spatiales (Main Region Developpement, principale région de développement en Français) très grandes et elles s'intéressent au destin d'un système convectif une fois qu'il atteint les côtes ouest africaines.

Ainsi, notre objectif sera d'essayer d'analyser et de mettre en évidence, s'il existe le rôle de la SST sur le renforcement ou la dissipation des systèmes convectifs durant leurs traversées des côtes ouest africaines mais également sur la cyclogenèse en utilisant des échelles spatiales et temporelles plus fines.

Dans le **chapitre 1** nous présentons des généralités sur la cyclogenèse et de quelques aspects climatiques en Afrique de l'Ouest en relation avec elle. Il s'agit des conditions de naissance du cyclone tropical, ses liens avec les Ondes d'Est Africaines, les phénomènes

d'échelle inter annuelles (El niño, l'Oscillation Quasi Biennale QBO). Les mécanismes mis en jeu lors de l'évolution d'un MCS en dépression tropicale sont aussi présentée dans cette partie.

Nous présentons dans le **chapitre 2** les données et les méthodes d'analyses. Nous procémons, à l'aide des images radar, à une analyse spatio-temporelle de l'évolution des perturbations (systèmes convectifs) sur la zone de transition entre le continent et l'océan. Cette analyse nous permettra, sur l'océan, de bien localiser les zones de renforcement et de dissipation des systèmes convectifs à l'échelle de la fenêtre Radar. La combinaison des données du NHC et de la base des systèmes convectifs développée par Sall (2005 et 2006) nous permettra de sélectionner parmi les systèmes qui se sont renforcés, ceux qui sont devenus dépressions tropicales. A l'issue de cette deuxième sélection nous procéderons à l'étude des trois cas : renforcement près des côtes, dissipation près des côtes et formation de dépression tropicale. Dans chaque cas nous analysons le comportement de la température de surface de la mer (SST en anglais) et de l'humidité relative.

La dernière partie (**chapitre 3**) de notre travail est consacrée à la synthèse de l'ensemble des résultats obtenus avant de terminer par la conclusion et les perspectives.

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS SUR LES CYCLONES TROPICAUX

I.1 Etymologie et définition

Le mot cyclone (du grec *kuklos* qui évoque l'enroulement du serpent) a été utilisé pour la première fois en 1845 à Calcutta pour désigner une tempête tropicale. Le terme a ensuite été généralisé pour désigner toute dépression, notamment le cyclone norvégien. En Extrême Orient, on parle de typhon (Chine : *taï fong*, Japon : *taifu*, Inde : *toofan*, Arabie : *tufan*), aux Philippines : *baguio*, en Australie : *willy-willy*, aux Caraïbes : *hu ra kan* qui a donné le terme anglais *hurricane* et le terme français *ouragan*. (voir figure I.1)



Figure I.1 : carte mondiale des cyclones tropicaux
(sources : www.cyclonextreme.com/cyclonedicedefinition.htm)

Selon le Vocabulaire météorologique international (issu de l'organisation météorologique mondiale), 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.

Le cyclone tropical est un système de basses pressions qui tire son énergie essentiellement de l'évaporation de l'eau de mer dans cette zone de basses pressions en présence de vents forts et de la condensation dans les nuages convectifs présents près de son centre. Sur les images satellites (Figure I.2), un cyclone ressemble à une tâche blanche (nuages hauts) plus ou moins circulaire avec en périphérie des nuages disposés en spirales attirées vers le centre de cette zone, les nuages semblant donc tourbillonner. Le diamètre de ce type de perturbation est de 600 km en moyenne. Le cyclone peut s'étendre jusqu'à 12 km d'altitude au dessus de la surface océanique.



Figure I.2 Vue satellitaire du cyclone atlantique Fran, le 04 septembre 1996. **Source :** NASA, site NIX, référence : « Space images and shuttle missions » g97-000-001.

Le **National Hurricane Center (NHC)** qui surveille l'activité cyclonique sur l'Atlantique classe les perturbations tropicales selon le critère de la vitesse de vent soutenu (VVS) qui correspond à la vitesse moyenne sur une minute des vents rotationnels au centre de la perturbation. L'organisation météorologique mondiale (OMM) préconise un vent moyen sur 10 min. Cette vitesse est le plus souvent estimée à partir des images satellites car les mesures au cœur de la perturbation sont rares.

En fonction de cette vitesse, on distingue les **dépressions tropicales** (TD) dont la VVS n'excède pas 17m/s, les **tempêtes tropicales** (TS, Tropical Storm) dont la VVS est comprise entre 17 et 34m/s et les **Ouragans** dès que la VVS est supérieure à 34m/s.

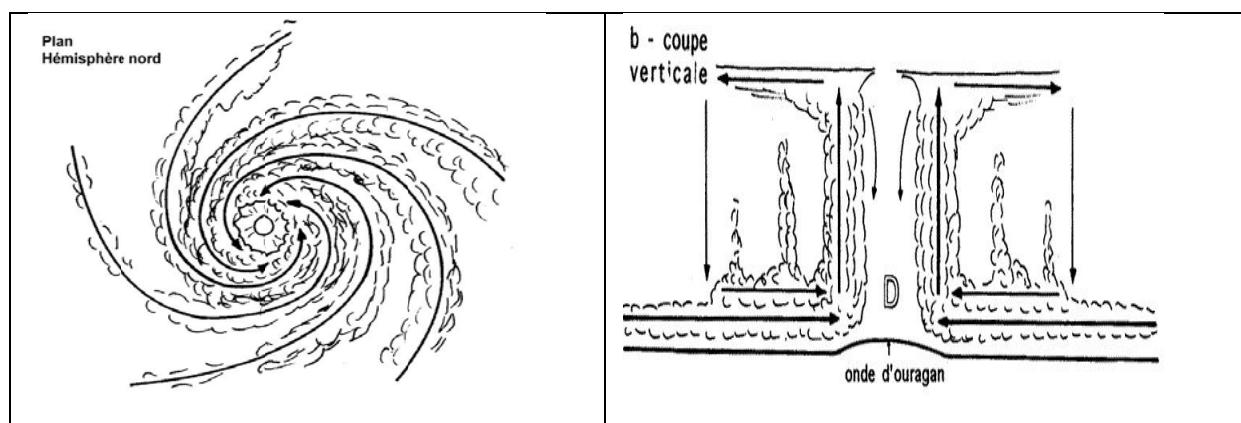
Il existe deux échelles pour caractériser les cyclones : l'échelle de Dvorak(1984) qui compte neuf niveaux et celle de Saffir-Simpson qui en comporte cinq. Sur les bassins Atlantique et Nord-est Pacifique, plusieurs auteurs utilisent l'échelle de Saffir-Simpson (Simpson et Riehl, 1981) (Tableau I.1) pour donner une estimation des inondations et les dégâts en fonction de l'intensité estimée du cyclone. Les cyclones de catégorie 3,4 et 5 sont responsables de plus de 70% des dégâts naturels aux Etats-Unis si l'on tient compte du fait que seulement 20% des cyclones touchent la Terre. (Landsea, 1993).

Tableau I.1 : Echelle de Saffir-Simpson.

Catégorie	Vent maximal (m/s)	Pression minimale en surface (hPa)	Marée de tempête (variation niveau de mer) (m)
1	33 - 42	> 980	1,0 - 1,7
2	43 - 49	979 - 965	1,8 - 2,6
3	50 - 58	964 - 945	2,7 - 3,8
4	59 - 69	944 - 920	3,9 - 5,6
5	>70	< 920	>5,7

De l'extérieur vers l'intérieur de la perturbation cyclonique, la pression passe de 1010 mbar à 950 mbar, ce qui correspond à une dépression de 60 mbar. Ce gradient de pression est à l'origine de vents violents qui s'enroulent en spirale vers l'intérieur de la dépression (**figure I.3a**). Les mouvements sont également ascendants et ils se forment au cours de l'ascension des cumulonimbus. Il y a donc une convection active autour du centre du cyclone appelé œil.

C'est autour de l'œil que les vents et les précipitations sont les plus forts. L'œil forme un immense colisée entouré d'une muraille de cumulonimbus qui s'élèvent jusqu'à la tropopause. Les précipitations sont considérables et violentes et se produisent sous l'anneau de cumulonimbus. A la surface de l'océan, la dépression entraîne la formation d'un véritable dôme d'eau. L'élévation est de 1 cm par hPa (1 hPa = 1 mbar). Pour une chute de pression de 100 hPa, le niveau de la mer s'élève donc de 1 m. Cette hausse est accentuée par la tension du vent sur l'eau orientée vers le centre du cyclone (**figure I.3b**).

**Figure I.3a** : Cyclone en plan horizontal dans l'hémisphère Nord**Figure I.3b**: coupe verticale d'un cyclone tropical

L'œil, zone de 10 à 50 km de large, renseigne sur la maturité et sur l'intensité du phénomène : étroit, il indique un cyclone violent, large, un cyclone peu violent, l'élargissement de l'œil étant souvent le signal du déclin.

I.2 Mécanisme de formation du cyclone tropical

En première approximation le cyclone peut être considéré comme une machine thermique dont l'énergie provient de la chaleur latente libérée par la condensation de la vapeur d'eau provenant de l'océan. Cette chaleur réchauffe l'air; il se produit une dépression près de la surface océanique à l'origine d'un flux d'air rapide vers le cœur de la dépression. Les cyclones tropicaux se forment 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, Frank 1987, Chan and Kwok 1999). Certains de ces événements sont capables de maintenir leur activité convective de manière persistante et d'évoluer ainsi en perturbations cycloniques.

I.2.1 Conditions de formation d'un cyclone tropical

Certaines périodes et certaines régions sont favorables à la formation d'un cyclone tropical car elles possèdent les critères indispensables à 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 permanents en été boréal favorisent l'activité cyclonique mais ne sont pas suffisants. Des critères énergétiques et dynamiques ont été mis en évidence à partir d'analyses composites de ces paramètres météorologiques et océaniques (Gray 1968, 1975 et 1987).

I.2.1.1 Contraintes énergétiques :

- La température océanique entre la surface et au moins 60 mètres de profondeur doit être supérieure à 26.5 °C sur une importante étendue d'océan. Le système va en effet s'alimenter en puisant de l'énergie dans ces eaux chaudes sous forme de vapeur d'eau. Les eaux chaudes de surface permettent la restauration de l'énergie de la couche limite atmosphérique par un flux de chaleur latente et sensible. Shapiro and

Goldenberg (1998) et plus récemment De Maria et al. (2001) ont montré que les fortes températures de surface de la mer sont associées à une activité cyclonique au dessus de la moyenne. Cette condition énergétique est donc sine qua non.

- L'humidité relative en moyenne troposphère doit être suffisamment élevée. La valeur minimale considérée nécessaire est de 70 % entre les niveaux de pressions 700 et 400 hPa environ. La saturation de la moyenne troposphère est une des phases “clef” dans la transformation d'une perturbation tropicale en phénomène cyclonique.

I.2.1.2 Contraintes dynamiques:

- Le mouvement tourbillonnaire ne va pouvoir s'amorcer qu'à des latitudes supérieures à 5 ou 6° (dans notre cas il s'agit de 5 ou 6°N). En effet, ce tourbillon, proportionnel au paramètre de Coriolis, est nul à l'équateur.
- 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 au niveau 100 hPa est admise (Zehr 1992 ; DeMaria et al. 1993). En déformant la structure verticale du vortex, ce cisaillement vertical prévient son renforcement. De forts contrastes de vents, tant en intensité qu'en direction, conduisent à répartir sur une large région l'énergie amenée en altitude par les courants ascendants, ce qui nuit à la formation ou le renforcement du phénomène cyclonique, le mouvement cyclonique serait en effet d'en forme. Le cisaillement est le précurseur dynamique majeur permettant de distinguer les systèmes convectifs évoluant en cyclones tropicaux et ceux ne se d'enveloppent pas (McBride and Zehr, 1981; DeMaria et al. 2001).
- Une divergence du vent ou une évacuation généralisée au niveau des couches supérieures de la troposphère permet au flux vertical de s'échapper et est nécessaire à l'entretien du système.
- Il faut une perturbation préexistante (lignes de grains, ondes d'est, MCSs,...) présentant un tourbillon relatif des basses couches positif (potentialité de cyclogenèse). C'est cette perturbation initiale qui, en se creusant, devient dépression tropicale, puis tempête tropicale et enfin ouragan. Le rôle des ondes d'est (plus connus sous le nom d'onde d'est Africaine) dans la cyclogenèse est connu depuis longtemps. Ces perturbations, qui sont généralement originaires d'Afrique, se déplacent vers l'ouest peuvent conduire à la formation des cyclones tropicaux dans l'Atlantique et le bassin

Est du Pacifique .De manière générale, les plus forts cyclones de l'Atlantique de l'année proviennent d'ondes tropicales (Landsea 1993, Pasch et al. 1998).

Cependant, ces conditions ne sont que nécessaires à la cyclogenèse mais pas suffisantes car elles peuvent être établies sans qu'il n'y est naissance de cyclone. Certains de ces paramètres sont influencés par les fluctuations environnementales saisonnières (ENSO : phénomène pluriannuel pour l'océan et la troposphère tropicale, QBO : phénomène pluriannuel pour la basse stratosphère) ou intra saisonnière (oscillation dite de Madden-Julian), c'est pourquoi il est difficile de prévoir le moment exact de formation d'un cyclone.

I.3 Lien entre la cyclogenèse et le phénomène El niño (ENSO).

La zone de convergence des alizés de l'hémisphère sud, appelée zone de convergence intertropicale (ZCIT), est l'endroit où retrouve du mouvement vers le haut dans la circulation de Walker .En période normale, les alizés soufflent à leur pleine puissance, les remontées d'eau froides (upwelling) refroidissent l'air qui le surplombe. On crée ainsi une différence de température entre la côte et le large. Un régime d'air de brise s'établit donc entre ces deux zones ce qui crée une subsidence de l'air le long de la côte et une ascendance au large. Dans ces conditions, la vapeur d'eau contenue dans l'air (à la côte) ne peut se condenser et former des nuages ou gouttes de pluies. La pluie est dans une ceinture confinée dans l'extrême ouest du bassin au voisinage de l'Indonésie.

Durant les premiers stades d'un évènement *El Niño*, les alizés s'affaiblissent et régressent vers l'est. La remontée d'eau des profondeurs se ralentit ainsi et l'océan se réchauffe. Ceci égalise la température entre le centre et l'est du Pacifique et coupe la circulation de Walker vers l'ouest. L'air humide à la surface de l'océan se réchauffe également permettant la génération de fortes pluies lorsque la ZCIT se déplace vers l'est. Cette modification des températures de surface océanique est donc responsable du déplacement vers l'est du maximum de pluie sur le Pacifique central. Les ajustements atmosphériques associés correspondent à une baisse de pression dans le Pacifique central et oriental et à une augmentation de pression dans le Pacifique Ouest (Indonésie et Australie), propice à un plus grand retrait des alizés. Le premier signe d'apparition d'*El Niño* est un renforcement considérable des alizés du sud-est. Ils entraînent une accumulation d'eaux chaudes dans le Pacifique Ouest, faisant monter le niveau de la mer sur les côtes australiennes, et un abaissement relatif des celles le long de la côte sud américaine. Mais dès que les vents du sud faiblissent, les eaux « chaudes » du Pacifique Ouest envahissent celles du Pacifique Est. C'est alors le début du phénomène *El Niño*. Ce dernier est donc relié à un affaiblissement

temporaire, et très prononcé, de l'anticyclone présent au milieu du Pacifique (Anticyclone de l'île de Pâques), ce qui diminue la force des alizés du sud-est. La durée d'*El Niño* est en général d'environ 18 mois. Ce délai passé, les eaux froides se propagent vers l'ouest. C'est alors la fin du phénomène qui peut être suivi de son inverse *la Niña*. Une corrélation est remarquable entre les pressions atmosphériques de l'est et de l'ouest du Pacifique. Quand elles augmentent à l'ouest, elles diminuent à l'est, et inversement. Ce phénomène accélère les vents de surface d'est en ouest, du Pérou jusqu'en Indonésie ou les diminue en période *El Niño*.

Le principal lien qui uni le phénomène *El Niño* et l'activité cyclonique est le cisaillement vertical du vent. En effet durant les années *El Niño* on note une augmentation du cisaillement inhibant l'activité cyclonique et on a l'effet inverse durant les périodes *El Niña*. (Gray, 1984a).

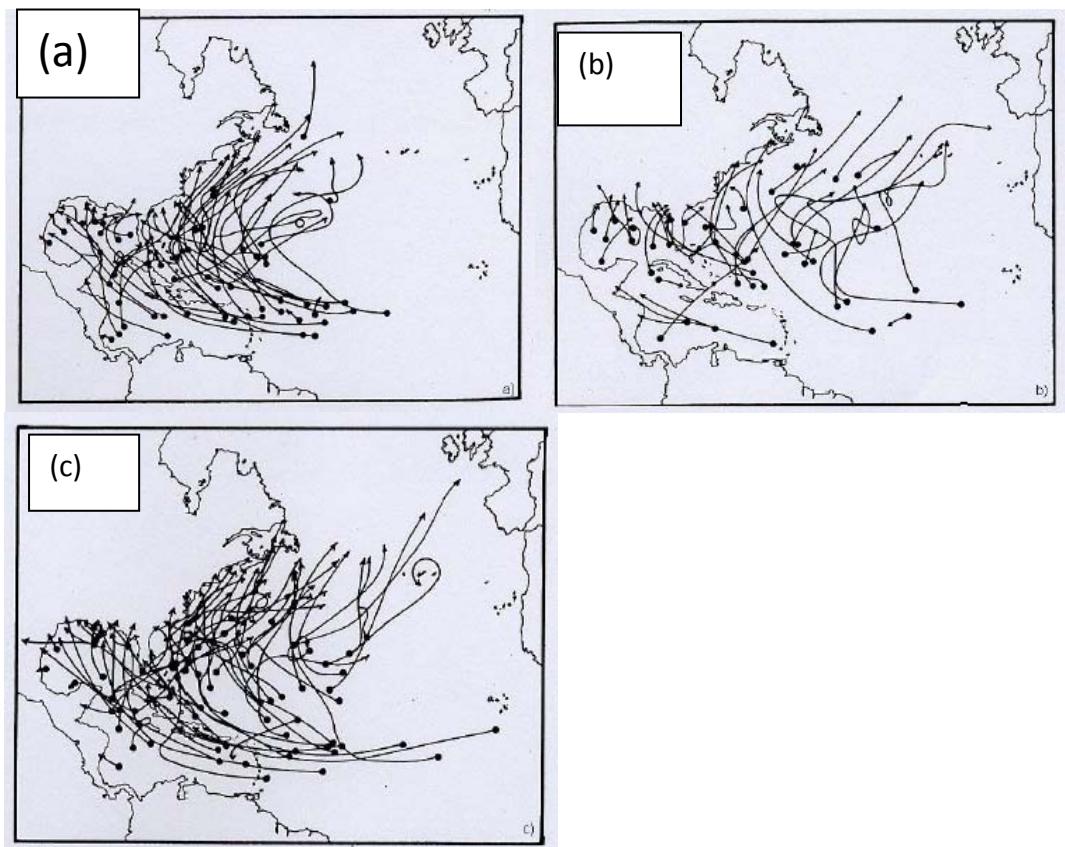


Figure I.4 Cyclones observés durant 14 années : (a)prés El Niño, (b) El Niño et (c) post El Niño (D'après Gray 1984)

I.4 Lien entre l'activité cyclonique et les ondes d'Est Africaines.

La troposphère tropicale est sujette à des perturbations plus ou moins régulières, associées à des ondulations du champ de vent. Ces ondes sont observées au-dessus de l'Afrique, de l'Atlantique et du Pacifique. Actuellement deux types sont connues : les ondes d'est de période 3-5 jours (Reed et al., 1977) et de longueur d'onde 3500 km liées aux instabilités barotropes et baroclines de l'AEJ et les ondes de période 6-9 jours (de Félice et al., 1990 ; Diédhiou et al., 1998) qui se développent de manière intermittente au nord de l'AEJ. Ces ondes modulent à la fois la convection et les précipitations en Afrique de l'ouest pendant l'été boréal. Le lien entre ces ondes et l'activité cyclonique est connu depuis longtemps. Erickson (1963) a observé des thalwegs se propageant en Afrique de l'Ouest avec une longueur d'onde de 3000-5000 km, une période temporelle de 3-5 jours et une intensité maximale en moyenne troposphère vers 3000 m, puis a montré que les ouragans Debbie et Esther en 1961 se sont développés à partir de tels thalwegs. Erickson (1963) a ainsi mis en évidence « l'onde d'Est Africaine » ou encore l'AEW en anglais. Carlson (1969a) suggère que les ouragans Beulah, Chloe et la tempête tropicale Ginger en 1967 ont pour origine des thalwegs de l'AEW. Pasch et al. (1998) ont montré que 90% des dépressions tropicales de l'année 1995 avaient pour origine les ondes d'est africaines.

I.5 Lien entre l'activité cyclonique et l'oscillation Quasi Biennale.

L'oscillation stratosphérique quasi-biennale (QBO) est une oscillation est-ouest des vents stratosphériques qui encerclent la Terre près de l'équateur (Wallace 1973). L'oscillation est asymétrique dans le temps. La phase d'ouest à 30 mb dure généralement 13 à 16 mois, suivie d'une lente transition qui dure 12-15 mois de phase est, et puis un retour relativement rapide à la phase de l'ouest. La phase d'ouest augmente l'activité cyclonique dans le bassin Atlantique pendant que la phase d'est l'inhibe (Gray 1984a; Shapiro 1989). Gray (1984) pense que l'activité cyclonique réduite pendant les années de vent d'est est due à l'augmentation du cisaillement vertical entre la basse stratosphère et la haute troposphère qui peut perturber la structure du cyclone tropical.

I.6 Les systèmes convectifs méso-échelle et la cyclogenèse.

Il est maintenant connu que la formation d'une dépression tropicale nécessite une perturbation préexistante. Beaucoup d'études focalisées sur les propriétés des MCS ont

montré qu'ils joueraient un rôle très déterminant dans la phase de naissance des dépressions tropicales. En effet, les MCS possèdent dans leurs parties stratiformes des Vortex Convectifs de Méso-échelle (VCM ou MCV en anglais) qui ont une structure cyclonique en moyenne troposphère. Les études ont également montré que ces MCV s'intensifient en se propageant vers le sol au cours de développement convectifs successifs (Menard and Fritisch 1989 ; Chen and Frank 1993). Ces auteurs pensent que ce même processus pourrait avoir lieu dans la cyclogenèse. A partir d'observations de naissance de dépressions tropicales dans le Pacifique, Ritchie et Hollande (1997), Simpson et al. 1997 ont montré que la fusion de plusieurs MCV a abouti à un transport du tourbillon cyclonique des couches moyennes à la basse troposphère conduisant à la naissance de dépressions tropicales.

Le mécanisme expliquant la formation d'une dépression tropicale à partir d'un MCS a été fourni par Bister et Emanuel (1997). Ces auteurs ont soigneusement observé par Radar l'évolution d'un MCS qui a donné naissance à l'Ouragan Guillermo. A partir de ces observations et à l'aide d'un modèle numérique, ils ont pu expliquer comment un système initialement à cœur froid peut donner naissance à une structure à cœur chaud caractéristique du cyclone tropical. (Voir **Figure I.5**). Le refroidissement dû à l'évaporation (et le réchauffement stratiforme) engendre un vortex dans les couches moyennes avec un cœur chaud dans la troposphère supérieure et un cœur froid dans la troposphère inférieure. Initialement, le cœur froid de la basse troposphère s'étend au-dessus d'une couche d'air chaud et sec, résultant de subsidences forcées (**Fig. I.5a**). Tandis que le système évolue, le vortex et l'anomalie froide s'étendent aux basses altitudes pour occuper toute la troposphère inférieure (**Fig. I.5b**). L'extension du vortex à cœur froid dans la couche limite favorise à nouveau le développement de la convection, mais cette fois la moyenne troposphère fortement humide induit une diminution de l'évaporation de la pluie et va ainsi inhiber les subsidences. Le flux de chaleur ascendant n'est plus compensé par les courants froids descendants et des anomalies chaudes vont se constituer progressivement en altitude et se renforcer. Une dépression hydrostatique apparaît en surface et va à son tour augmenter les flux de chaleur à la surface. Bientôt, les bandes convectives commencent à s'enrouler autour de ce centre dépressionnaire. Au fur et à mesure de cet enroulement, se forme l'œil, zone de mouvements subsidents compensatoires dépourvue de nuages de moyenne et haute altitude et située au centre de la circulation cyclonique (**Fig. I.5c**).

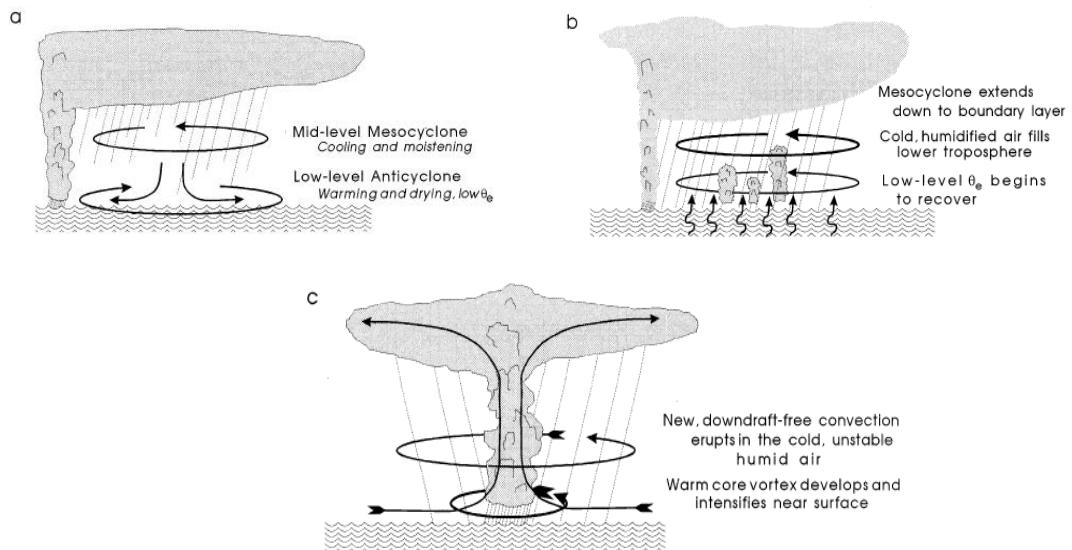


Figure I.5: Modèle conceptuel de cyclogenèse tropicale à partir d'un MCS. (a) L'évaporation des précipitations stratiformes refroidit et sature la partie supérieure de la basse troposphère conduisant à une diminution de θ_e en basse troposphère ; les subSIDENCES FORCÉES ENTRAINENT UN RÉCHAUFFEMENT ET UN ASSÈCHEMENT DELÀ ZONE INFÉRIEURE. (b) APRÈS QUELQUES HEURES, UNE ANOMALIE FROIDE ET RELATIVEMENT HUMIDE APPARAÎT DANS TOUTE LA BASSE TROPOSPHERE. (c) LA CONVECTION SE DÉVELOPPE À NOUVEAU APRÈS QUE θ_e SE SOIT RECONSTITUÉ. D'après Bister et Emanuel 1997.

CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODES D'ANALYSE:

II.1. Données :

Le principal objectif de ce travail est d'étudier l'impact des conditions océaniques de surface sur la transformation des systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises, en particulier sur les systèmes qui se développent en dépression tropicale. Dans cette optique, la SST demeure un élément clé et sera donc essentiellement le paramètre considéré. Beaucoup de théories actuelles de l'interaction air-mer suggèrent un lien de causalité d'une part entre la stabilité de la couche atmosphérique et les valeurs de la SST et d'autre part la convergence des flux de surface et les gradients de SST (Walace 1989 ; Lindzen and Nigam(1987). Pour cette raison, nous allons associer l'humidité relative.

II.1.1. La température de surface de la mer

Nous avons utilisé les données journalières de température de surface de la mer de Reynolds. Ces données sont le produit de différentes mesures satellitaires (AVHRR, AMSR) et d'observations in situ (bouée) et ont été interpolées par Reynolds (2009) dans une résolution de 0,25° longitude/latitude. Les détails de la méthode utilisée pour l'interpolation ainsi que les données sont disponibles à l'adresse <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/griddata.php>.

II.1.2 Les ré analyses ERA-Intérim

ERA-Intérim est la nouvelle version des ré analyses du Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Elle a été lancée en 2006 pour améliorer la précédente version ERA-40 (1957-2002). Elle fournit les mêmes séries de données que ERA-40 (vents, pressions, températures ... etc.). Ces données sont comprises entre le 1^{er} Janvier 1989 et le 31 Juillet 2009 mais avec une résolution spatiale plus améliorée (1,5° latitude/longitude contre 2,5° pour ERA-40). Nous avons utilisé ces données de flux de surface (vent à 10m de la surface du niveau de la mer) et de l'humidité relative.

II.1.3 Les données du National Hurricane Center(NHC)

Une fois le système renforcé, remplit les critères du NHC (pression minimale de surface, vent maximale de surface, voir **chapitre I**), il est automatiquement classé et suivi par ce dernier qui fournit toutes les six heures la position de la perturbation, le vent maximal et la pression minimum de surface au cours de son évolution. La saison cyclonique officielle dans l'océan Atlantique se déroule du 1er juin au 30 novembre. 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 et intensité du cyclone toutes les 6 heures, pression minimale, vitesse maximale, etc.), ainsi que les éventuels dommages matériels ou humains qu'il a occasionné. Nous avons utilisé les positions et dates données par le NHC pour repérer nos dépressions tropicales.

II.1.4 Les données Radar de Dakar Yoff

Il s'agit d'un Radar METEOR 300 GEMATRONIK de la bande C (numérisé) localisé à l'aéroport de Dakar (14°34'N, 17°29'W, altitude 30m). Il est affecté aux observations de l'Agence NAtionale de la Météorologie du Sénégal (ANAMS) et de l'Agence pour la SECurité et la Navigation Arienne(ASECNA). Il utilise le système SANAGA (Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains). Les données sont disponibles pour les saisons pluvieuses de 1993 à 1999. Les images Radar permettent un suivi des perturbations dans un rayon de 250 Km autour de Dakar avec des périodes d'enregistrement variant entre 10 et 20 minutes. Nous avons utilisé ces données par animation des images pour visualiser les systèmes convectifs qui se renforcent ou qui se dissipent juste à l'ouest des côtes sénégalaises afin de localiser leur zone de renforcement ou de dissipation qui nous servira de zone d'étude pour chaque cas.

II.2. Méthodes

II.2.1. Systèmes renforcés ou dissipés près des côtes sénégalaises.

Nous avons utilisé le Radar d'observation de Dakar Yoff. L'animation de ces images nous a permis de constater que certains systèmes convectifs se renforcent près des côtes pendant que d'autres se dissipent dans la même zone comme le montrent respectivement les **figure II.1** et **figure II.2**. Après animation, nous avons sectionné sept cas de renforcement et sept cas de dissipation. Pour plus de clarté au fil de notre raisonnement, nous les avons nommés. Les deux premiers chiffres du nom correspondent à l'année. Les lettres A et R désignent respectivement "Affaiblissent ou dissipation" et "Renforcement". Si dans une même année, on a plusieurs cas de renforcement ou de dissipation on ajoute à la lettre un chiffre pour faire

la distinction. Par exemple “95R2“ signifie dans notre nomenclature “deuxième cas de renforcement de l’année 1995“(cf. **Tableau II.1**)

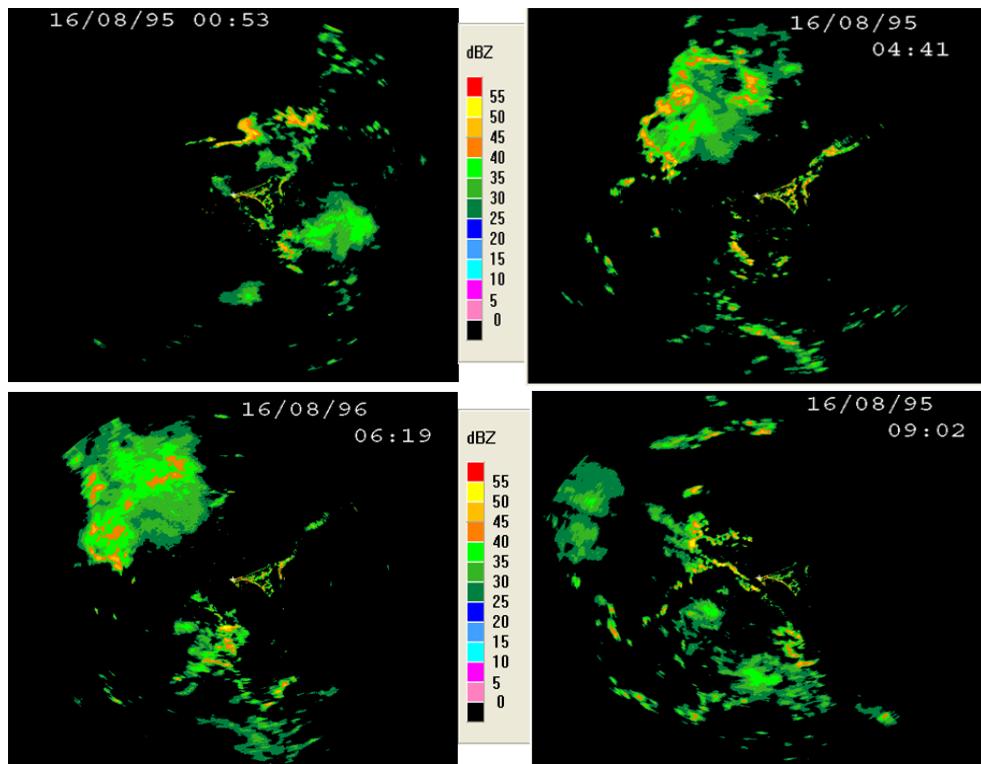


Figure II .1 Image Radar d'un système convectif qui se renforce en atteignant les côtes sénégalaises le 16 Aout 1995

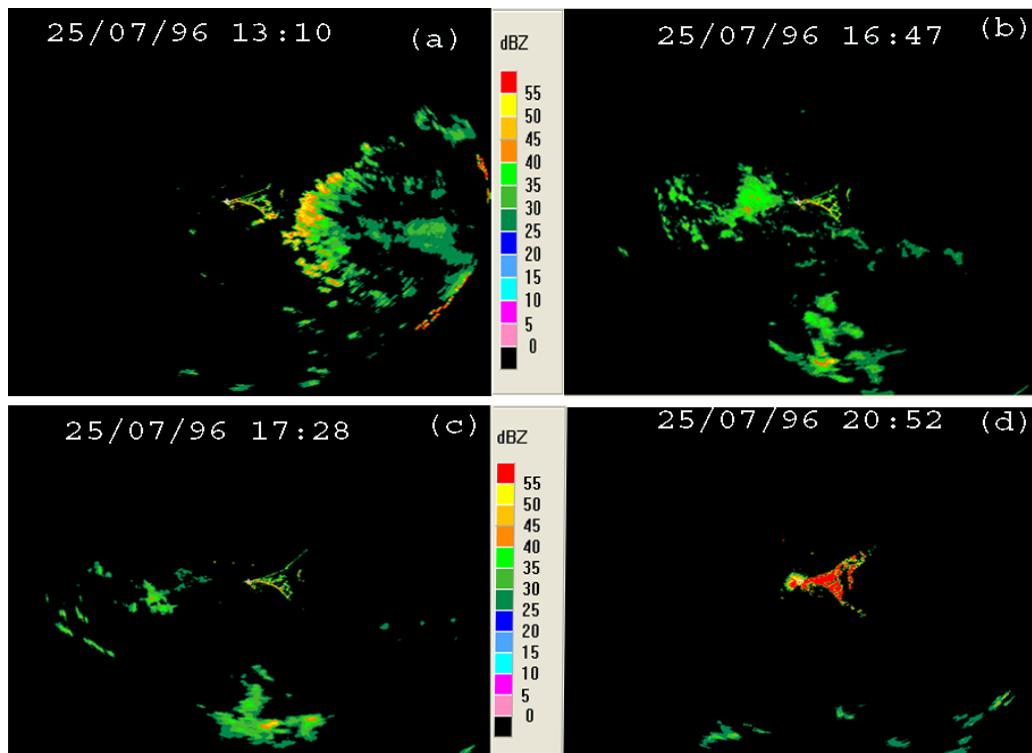


Figure II.2 : Image Radar d'un système convectif qui se dissipe quelques heures après avoir atteint les côtes sénégalaises le 25 Juillet 1996.

Tableau II.1 : Systèmes convectifs renforcés ou dissipés dans la zone délimitée par la fenêtre Radar de Dakar Yoff.

Année	Code d'identification	Date de passage sur la côte (jour/mois)
1993	93R	31/07
1994	94R	10/08
1995	95R1	16/08
1995	95R2	25/08
1995	95R3	30/08
1998	98R	16/09
1999	99R1	18/08
1996	96A1	25/07
1996	96A2	07/08
1996	96A3	27/09
1998	98A	26/08
1999	99A1	27/07
1999	99A2	29/07
1999	99A3	14/08

II.2.2. Systèmes devenus dépressions tropicales

A l'aide de la méthode de suivi de systèmes convectifs basée sur les données OLR combinées avec les données du NHC, nous remarquons que certains systèmes renforcés sont devenus plus tard dépressions tropicales (Sall et al. 2005).

Nous avons également étudié d'autres dépressions tropicales qui se sont formées non loin des côtes mais en dehors de la fenêtre Radar, localisées à l'aide des données du NHC dans le but d'étendre notre base de données. C'est l'exemple de Fran, Guert et Jeanne (voir **Tableaux II.2**). L'analyse des flux de vent associés à ces dépressions tropicales montrent qu'elles proviennent de perturbation d'origine africaine (Voir figures **II.3**, **II.4** et **II.5**).

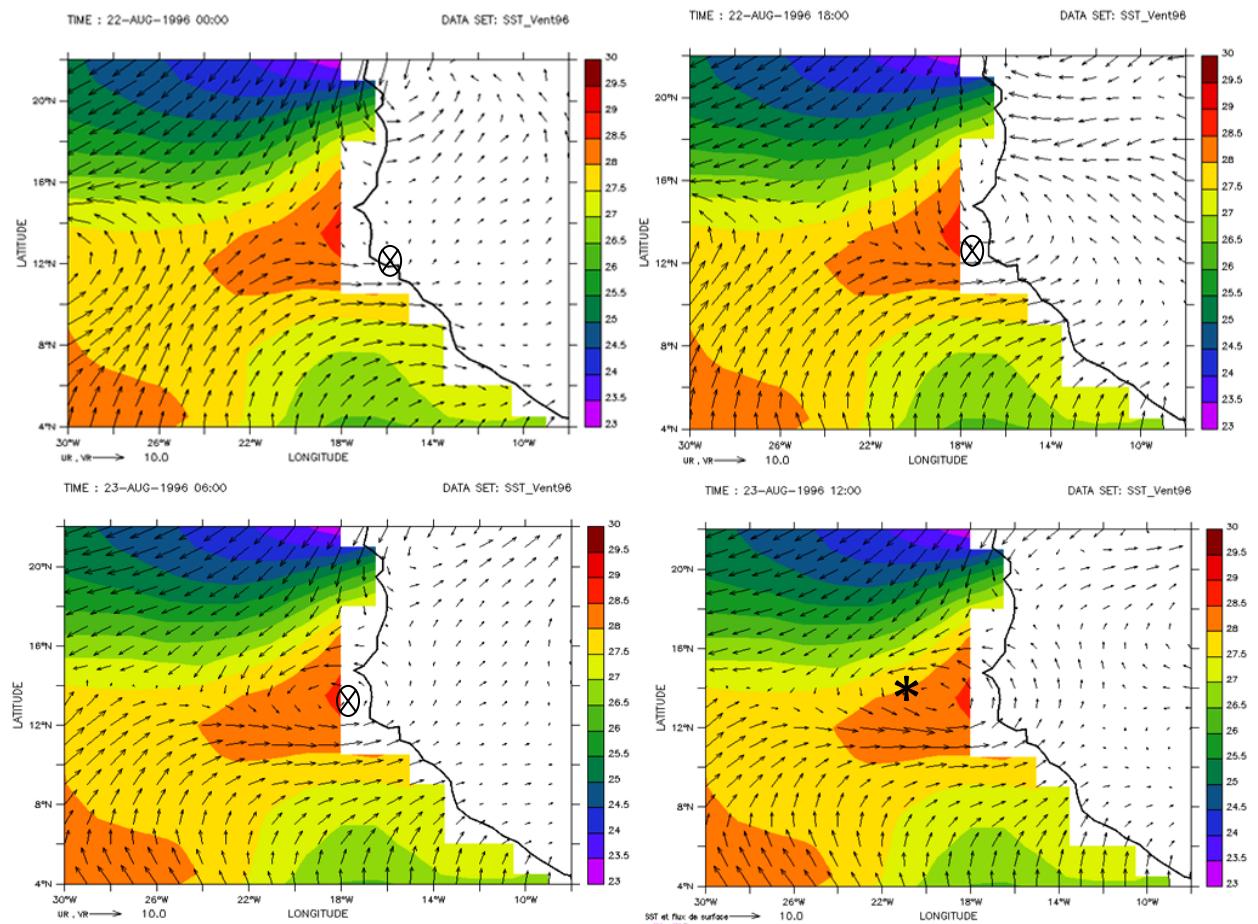


Figure II.3 : Flux de surface et SST du 22 aout 1996 à 06h00 au 23 aout 1996 à 12h00 : \otimes indique la position du vortex associé au système convectif qui a donné naissance à la dépression tropicale Fran le 23 aout 1996 à 12h00, $*$ représente sa première position d'après les données du NHC.

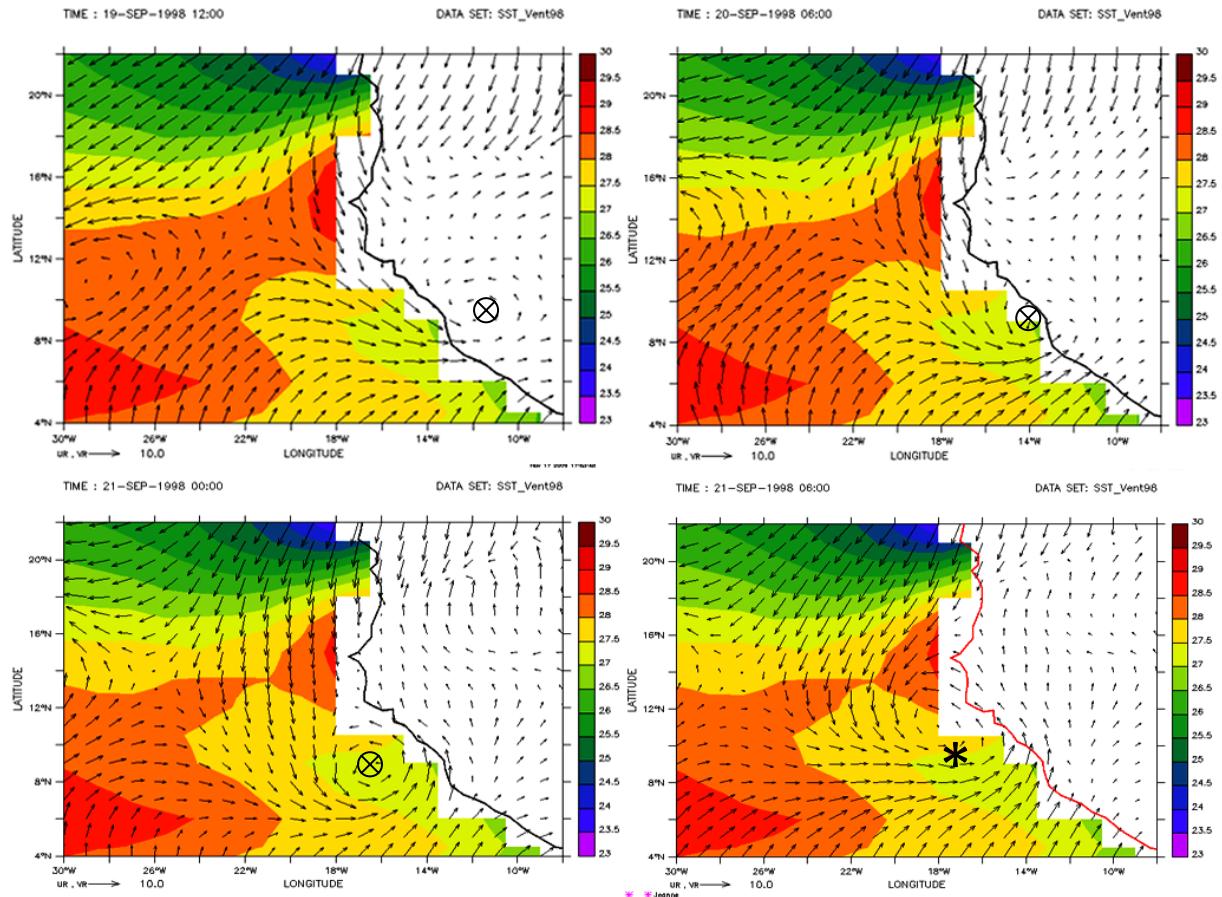


Figure II.4 : Flux de surface et SST du 19 septembre 1998 à 12h00 au 21 septembre 1998 à 06h00 : \otimes indique la position du vortex associé au système convectif qui a donné naissance à la dépression tropicale Jeanne le 21 septembre 1998 à 06h00, $*$ représente sa première position d'après les données du NHC.

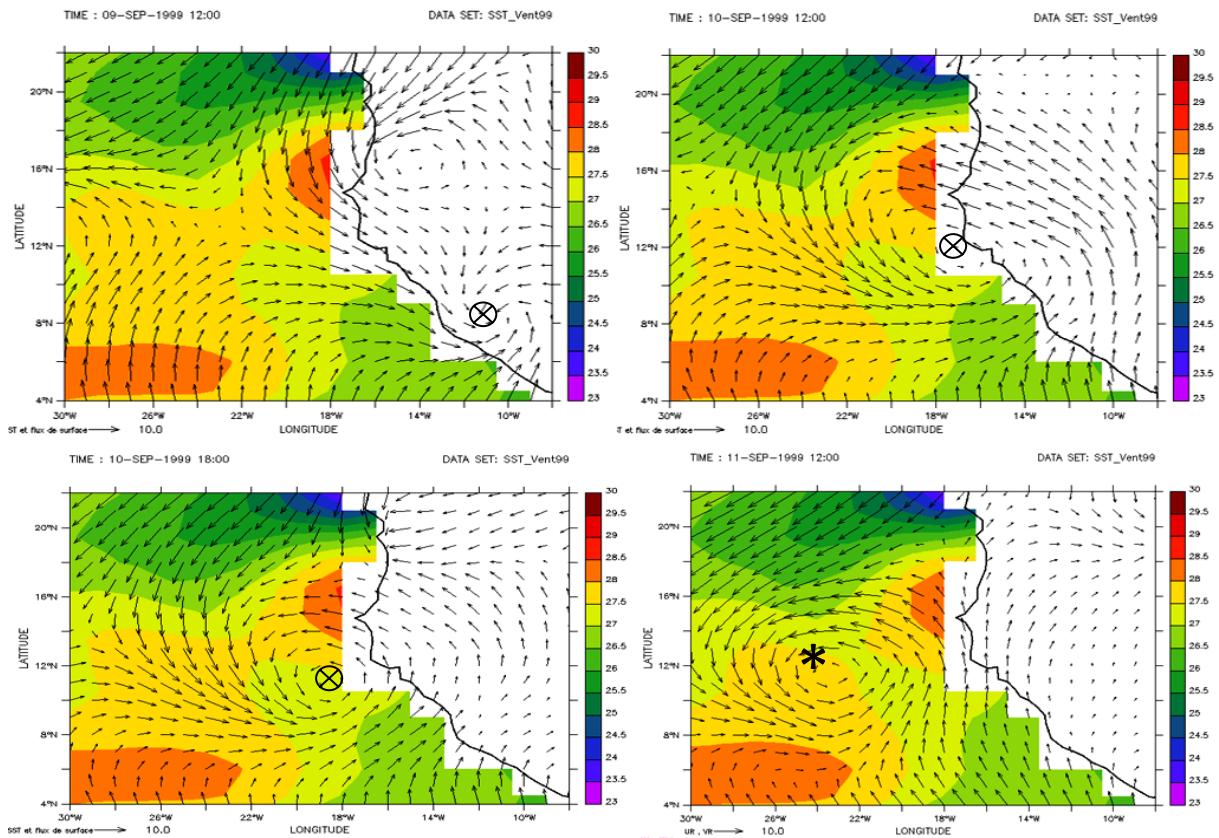


Figure II.4 : Flux de surface et SST du 09 septembre 1999 à 12h00 au 11 septembre 1999 à 12h00 : \otimes indique la position du vortex associé au système convectif qui a donné naissance à la dépression tropicale Guert le 11 septembre 1999 à 12h00, $*$ représente sa première position d'après les données du NHC.

Tableau II.2 : Dépressions tropicales étudiées dans ce travail : le nom entre parenthèse indique la cote d'identification du renforcement qui s'est transformé en dépression tropicale.

Année	Noms de la dépression Donnée par le NHC	Première position prise par la dépression tropicale donnée par le NHC (° longitude/°latitude)	Date de classification en dépression tropicale par le NHC (jour/mois)
1993	Bret (93R)	-40,3/10,4	04/08
1994	Chris (94R)	-39,4/11,3	16/08
1995	Humberto (95R1)	-33,0/13,2	22/08
1996	Fran	-21,0/14,0	23/08/1996

1998	Jeanne	-17,4/9,6	21/09/1998
1999	Cindy (99R)	-18,9/13,5	19/08/1999
1999	Guert	-24,2/12 ,6	11/09/1999

CHAPITRE III : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

III.1 Introduction

Le cas de renforcement de systèmes convectifs ou de cyclogenèse est un cas événementiel comparé à celui de l'affaiblissement. En effet, les MSC, formes les plus fréquentes des systèmes convectifs, ont des durées de vie limitées dans le temps (quelques heures à quelques jours) et beaucoup d'entre eux se dissipent avant d'atteindre les côtes. Une fois au dessus des eaux des océans, la majeure partie des systèmes se dissipe. Environ 8% donnent naissance à des cyclones (Hebert, 1974). Ainsi, l'étude comparative d'un cas de renforcement ou de cyclogenèse par rapport à un cas de dissipation ne peut être faite qu'en considérant l'environnement et la durée intrinsèquement liés au phénomène étudié.

Notre domaine d'étude se limitera à la zone dans laquelle le renforcement, la cyclogenèse ou la dissipation a été observée. Pour les cas d'affaiblissement et de renforcement, cette zone est la fenêtre du Radar de Dakar Yoff décri précédemment. Pour les cas de cyclogenèse (c'est-à-dire passage du système renforcé au stade de dépression tropicale) nous allons déterminer la zone à l'aide de la position donnée par le NHC.

Tout au long de notre étude, la date de référence sera le jour de renforcement, de classification de dépression tropicale ou de dissipation et sera appelée le jour J. Les jours J-1, J-2 et J+1 sont respectivement la veille, l'avant-veille et le lendemain du jour J.

III.2. Etude des anomalies de SST :

Le rôle de la SST sur la cyclogenèse est connu depuis plusieurs années. Palmen (1948) avait montré que les cyclones tropicaux se forment exclusivement sur les eaux chaudes de l'océan en particulier sur les valeurs de SST supérieures à 26,5°C. Ces résultats seront ensuite confirmés par Gray (1968). Landsea et al. (1998) ont montré que l'augmentation de SST favorise la hausse des dépressions tropicales dans l'Atlantique nord.

Nous avons étudié les anomalies journalières de SST pour les cas des systèmes qui se sont renforcés près des côtes, ceux qui s'y dissipent et les cas de dépressions tropicales dans le but de voir s'il existe un lien entre une anomalie journalière de la SST et un renforcement et/ou une dissipation de systèmes convectifs.

L'anomalie journalière de SST est calculée en faisant la différence de SST entre le jour J (date de renforcement du système convectif, dissipation ou de cyclogenèse) et la moyenne

journalière du même jour sur dix ans (de 1989 à 1998). Par abus de langage, on appellera cette moyenne « climatologie ».

III.2.1 Cas de renforcement à la côte

III.2.1.1 Cas 93R

La figure III.1 présente à gauche la climatologie journalière de la SST du 31 Juillet (entre 1989 et 1998) et à droite la différence de SST entre le jour du 31 Juillet 1993 (qui n'est pas présenté ici) et la climatologie journalière de la SST du 31 Juillet (moyenne journalière de la SST du 31 Juillet de 1989 et 1998).

On constate que la zone dans laquelle on a obtenu le renforcement du système convectif (zone de couverture du Radar) présente une anomalie de SST positive (figure de droite). Ce qui signifie que dans cette région la SST du jour j (date de renforcement du système convectif, ici le 31 Juillet 1993) a été plus chaude que la moyenne journalière de la SST du 31 Juillet (entre le 1989 à 1998).

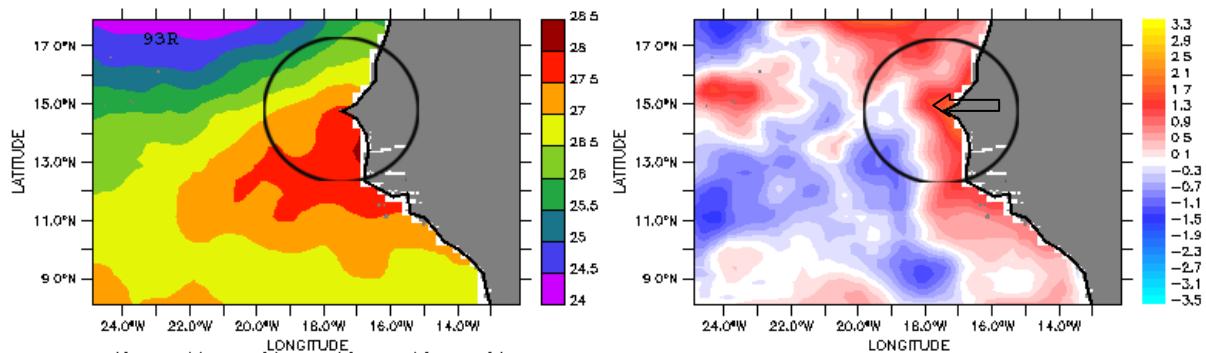


Figure III.1 : anomalie journalière de SST du 31 juillet 1993 (droite) et moyenne journalière de SST du 31 juillet (de 1989 à 1999, gauche) : le cercle indique la zone de renforcement du système convectif, la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan.

III.2.1.2 Autres cas de renforcement

Nous avons étudié les anomalies journalières de la SST associées aux autres cas de renforcement listés dans le **tableau 1**. Les résultats montrent que, seul les cas de 94R et 99R ont leurs anomalies de SST négatives dans leurs zones de renforcement respectives, c'est-à-dire que la SST du jour J a été plus froide que la moyenne, tous les autres cas ont le même comportement que 93R. ([Figure III.2](#) et [Figure III.3](#)).

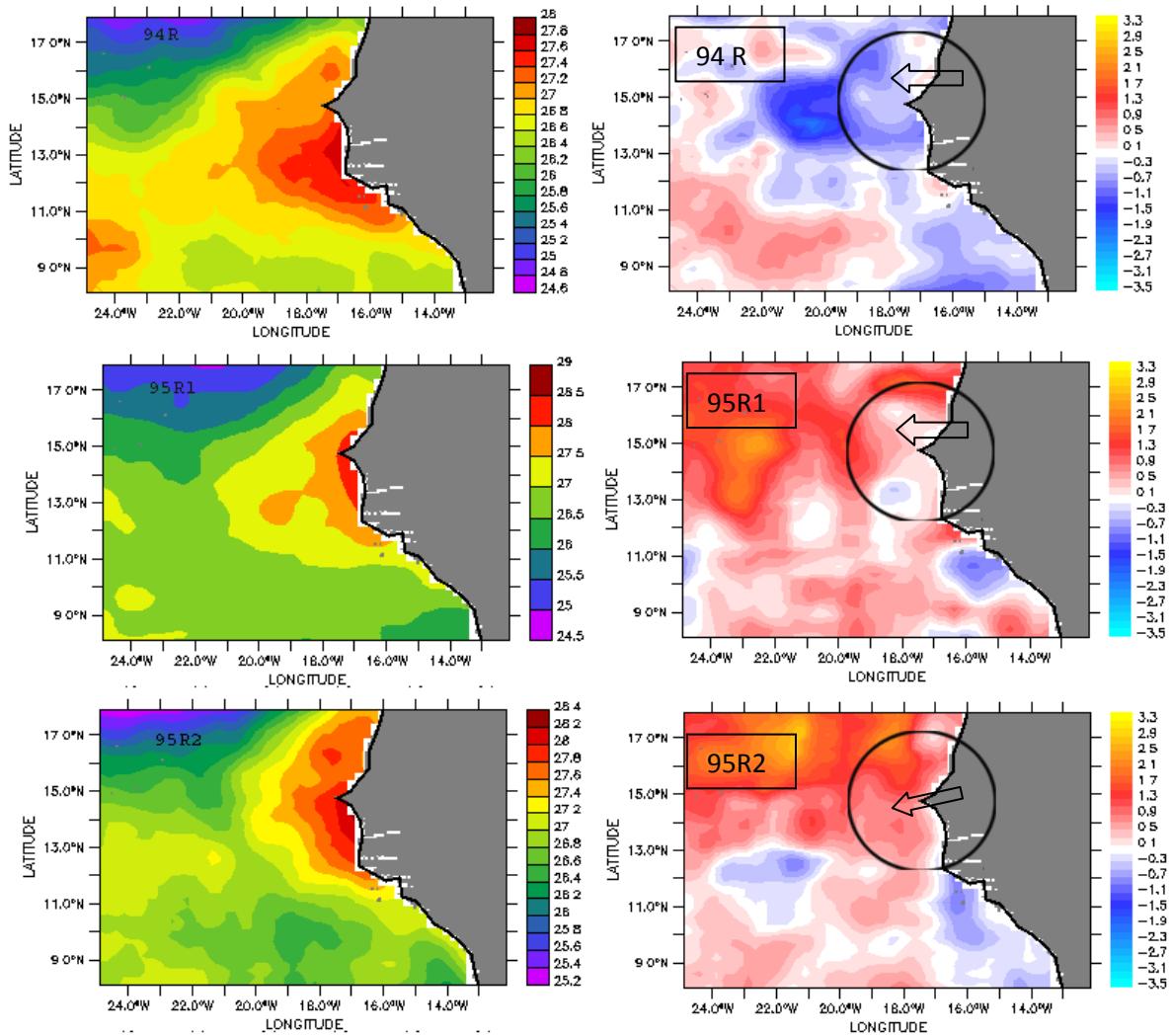
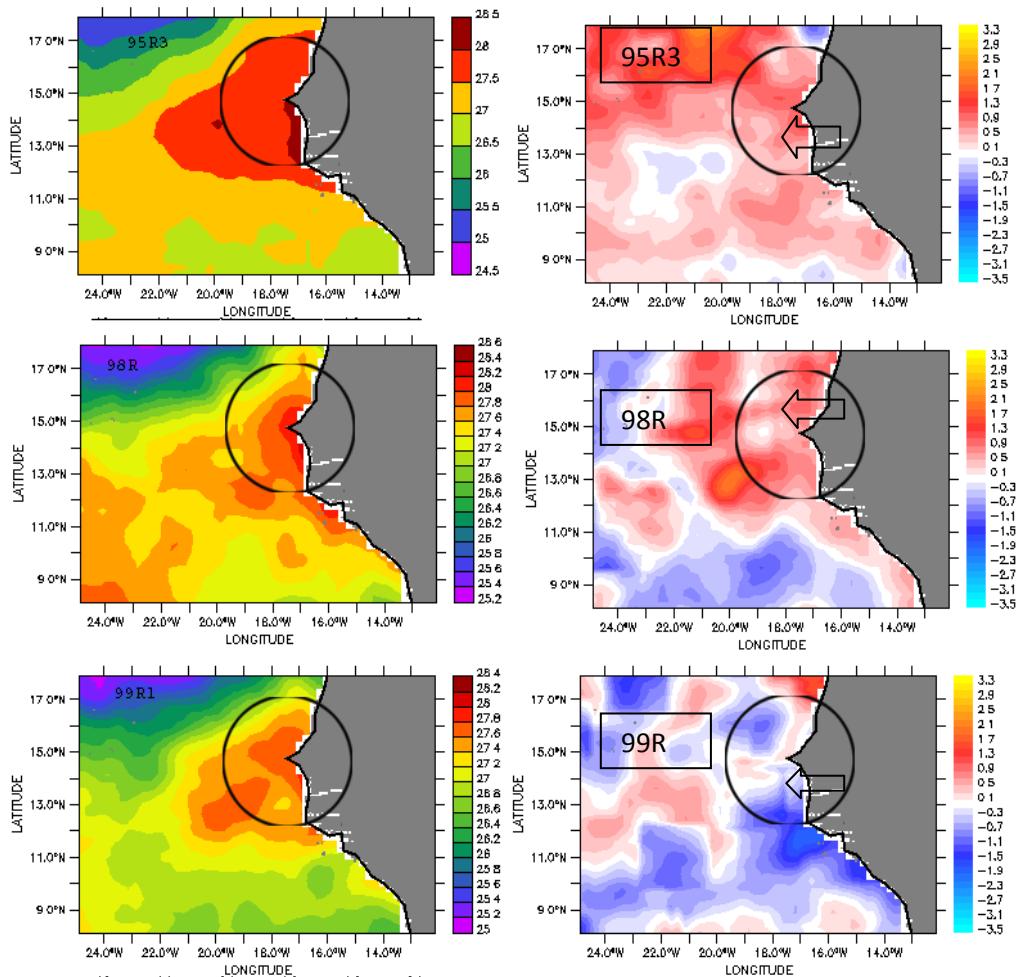


Figure III.2 anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) des jours de renforcements (entre 1989 et 1998) respectivement de haut en bas pour les cas 94R, 95R1 et 95R2 : le cercle indique la zone de renforcement du système convectif, la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan.

Figure III.3 **Idem** Figure III.2 mais pour les cas de 95R3, 98R et 99R

III.2.2 Cas de dissipation à la côte

III.2.2.1 Cas de 96A1:

Le 25 Juillet 1996 vers 13:10 une ligne de grain est détectée par le Radar s'approchant de la région de Dakar (figure III.4 (a)). A 16:47, elle se retrouve entièrement en mer au sud-ouest du Sénégal (b) et commença à se dissiper de 17:30 (c). Avant 21:00, elle n'est plus visible dans la zone du Radar.

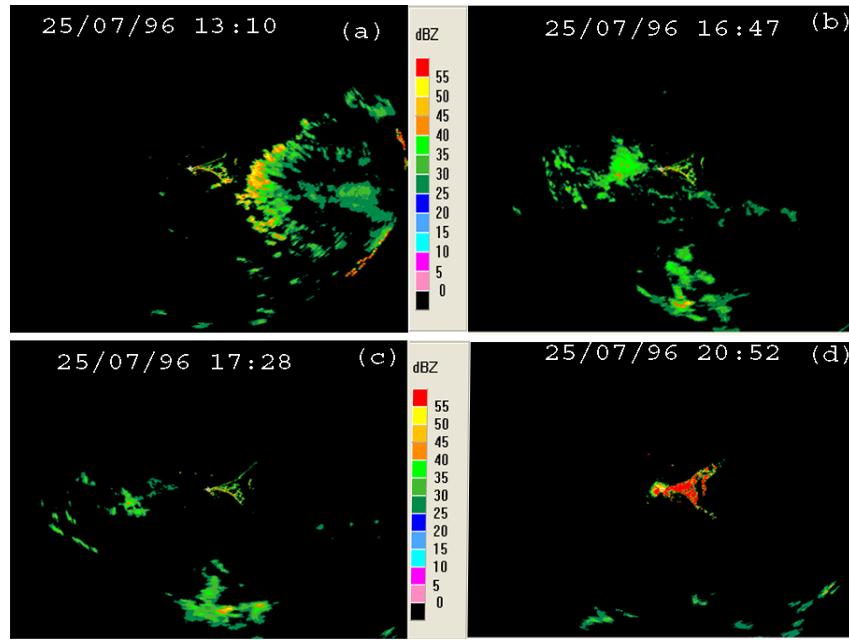


Figure III.4 : Images Radar de 96A1 entre la Terre et la mer le 25 Juillet 1996

Nous constatons une anomalie positive dans la zone de dissipation de 96A1 (Figure III.5), un cas identique de manière générale à ceux des renforcements de systèmes dans la même zone.

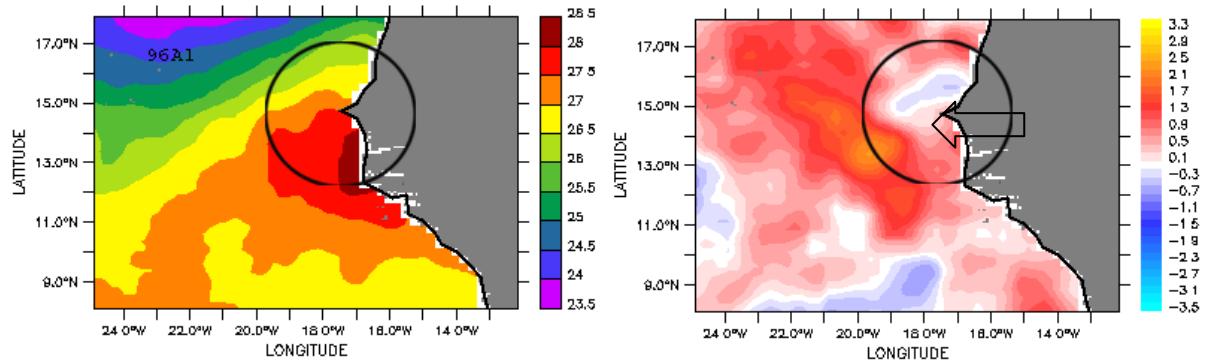


Figure III.5 : anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST du 25 juillet (entre 1989 et 1998) à gauche : le cercle indique la zone dissipation du système convectif, la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan.

III.2.2.2 Autres cas de dissipation

La plupart des cas de dissipation ont leurs anomalies de SST positives dans leurs zones de dissipation respectives. Cependant on constate que l'anomalie n'est pas toujours homogène dans la zone ce qui n'est pas le cas pour les renforcements. (Figures III.6 et III.7)

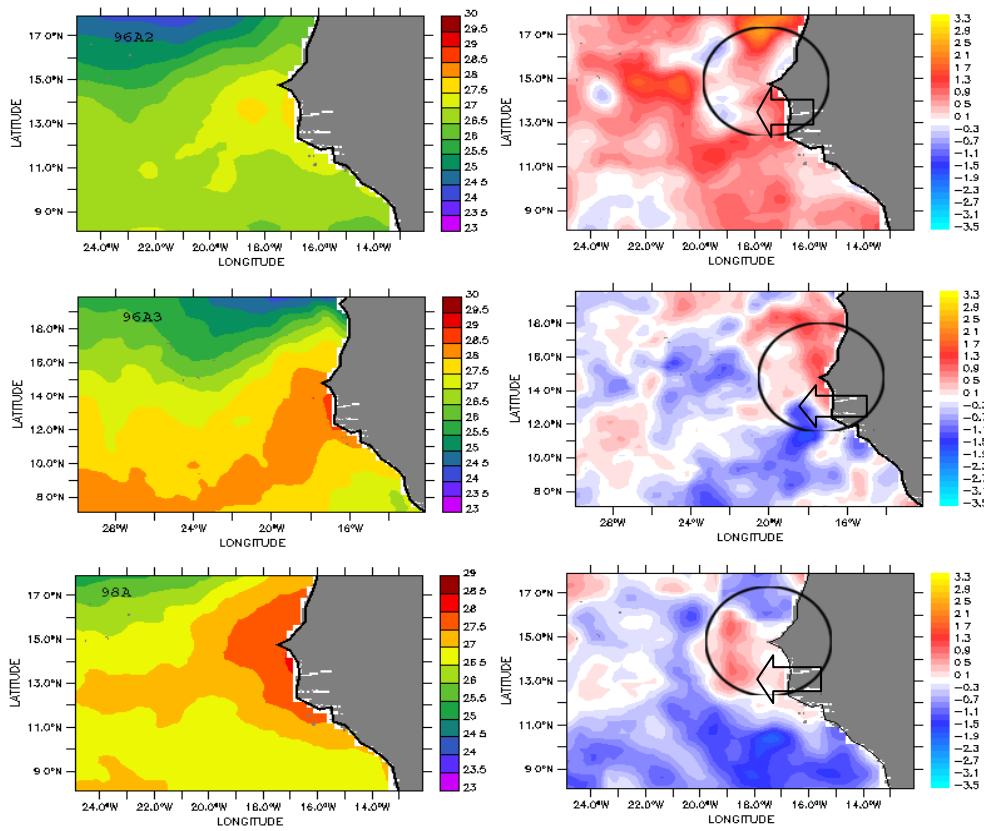


Figure III.6 anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) des jours de dissipation respectivement de haut en bas pour les cas 96A2, 96A3 et 98A : le cercle indique la zone de dissipation du système convectif, la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan.

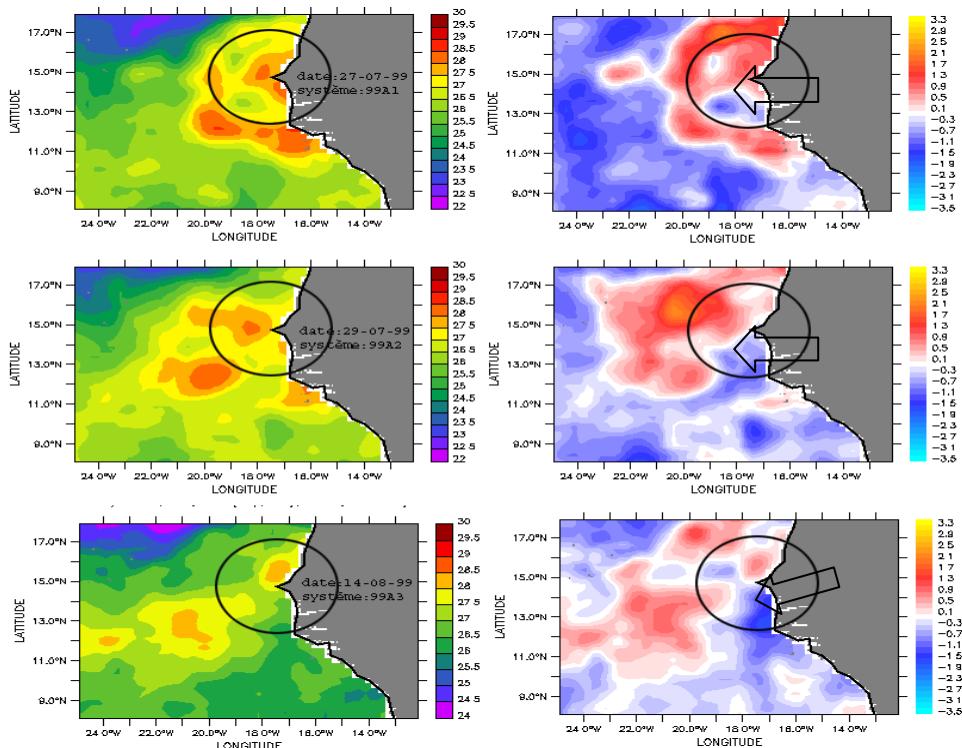


Figure III.7 Idem figure II.6 mais pour les cas 99A1, 99A2 et 99A3

III.2.3. Comportement autour de la zone de naissance des dépressions tropicales

Contrairement aux cas de renforcement et de dissipations où l'on note généralement des anomalies positives de SST dans leurs zones respectives, ici nous constatons de manière générale une anomalie négative dans la zone de naissance des dépressions tropicales (**Figure III.9** et **Figure III.10**). Ce qui signifierait que les jours de naissance des dépressions tropicales sont marqués par des valeurs de SST journalières plus faibles que leurs climatologies.

En effet, la formation d'une dépression tropicale suggère que les vents de surface ont une vitesse proche de 17m/s (voir chapitre I). Les travaux de Shay (2001) montrent que le vent par sa tension, peut aussi engendrer un fort mélange turbulent approfondissant ainsi la couche de mélange océanique. Cela provoque une baisse significative de la SST en raison de l'entraînement des eaux fraîches de la thermocline dans la couche de mélange (upwelling) (figure **III.8**). Les observations ont montré que cette anomalie peut varier de 1 à 6°C (Black, 1983). Ce refroidissement de la surface de la mer va à son tour entraîner une réduction du flux de chaleur total (latente et sensible) dans l'atmosphère conduisant à une diminution de l'intensité de la tempête. Ce processus représente un mécanisme de rétroaction négative.

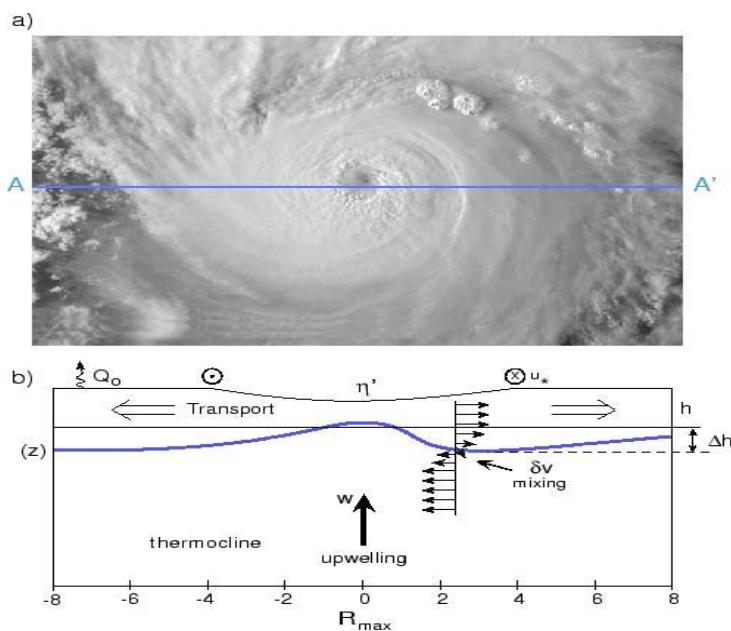


Figure III.8: Tropical cyclone image and b) schematic of the physical processes forced by hurricane winds such as shear-induced mixing and OML deepening, upwelling due to transport away from the center, and surface heat fluxes from the ocean to the atmosphere, all of which may contribute to ocean cooling during TC passage (from Shay 2001).

Ce mécanisme est souvent utilisé dans les modèles couplés Ouragan-Océan pour la prévision de l'intensité des cyclones (par exemple Schade and Emanuel 1999). Cependant il n'est important que lorsque le système atteint au moins le stade de dépression tropicale.

Nolan et al. (2007) ont trouvé à partir d'un modèle de simulation de cyclogenèse qu'une convection sporadique doit se produire 48 à 72 heures avant la naissance ou le début de l'intensification du cyclone. Si nous admettons une telle hypothèse pour nos systèmes qui sont devenus dépressions tropicales, cela signifierait qu'une forte convection devrait avoir lieu deux à trois jours avant la naissance de ces dépressions. Ce qui provoquerait une diminution de la SST après convection et donc le jour J aurait une valeur de SST plus faible que sa climatologie.

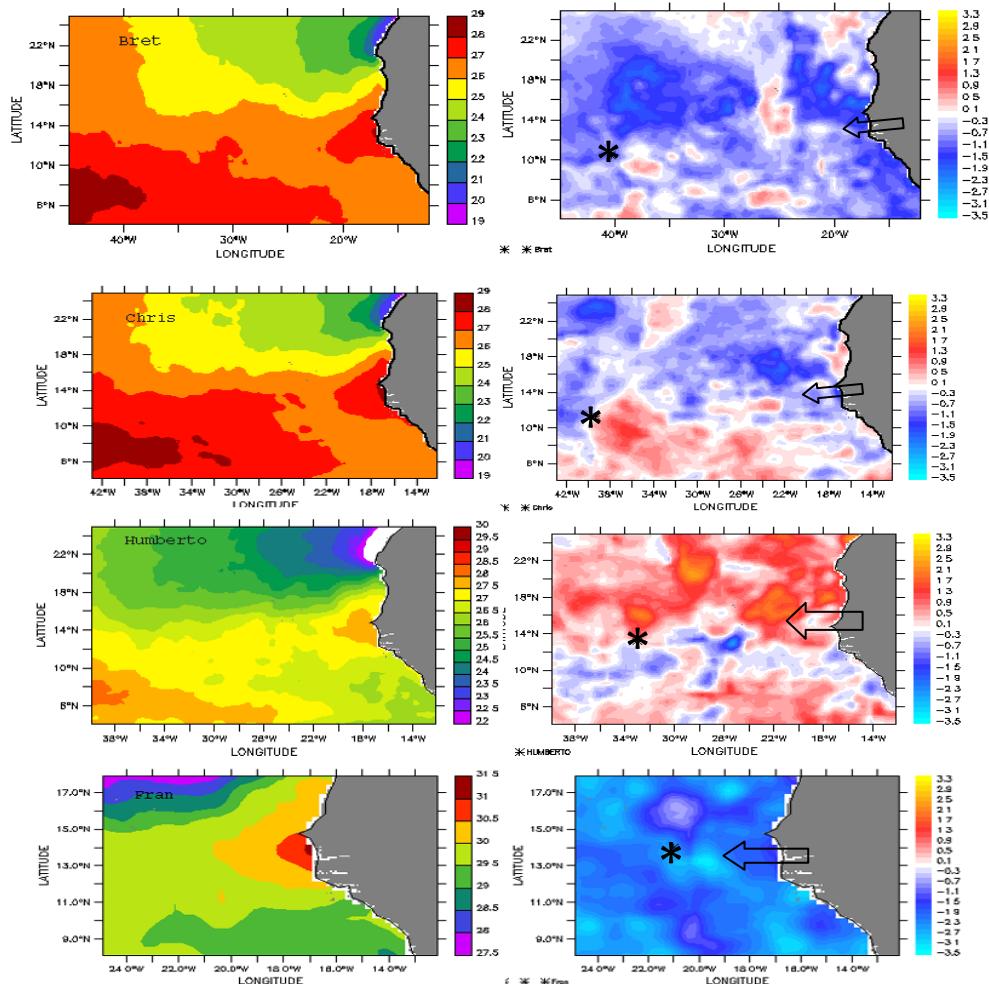


Figure III.9 : anomalie journalière de SST (droite) et moyenne journalière de SST (à gauche) associées respectivement l'apparition de Bret, Chris, Humberto, et Fran : la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan ; (*) représente la première position prise le système lorsqu'il est classé dépression tropicale par les données du NHC

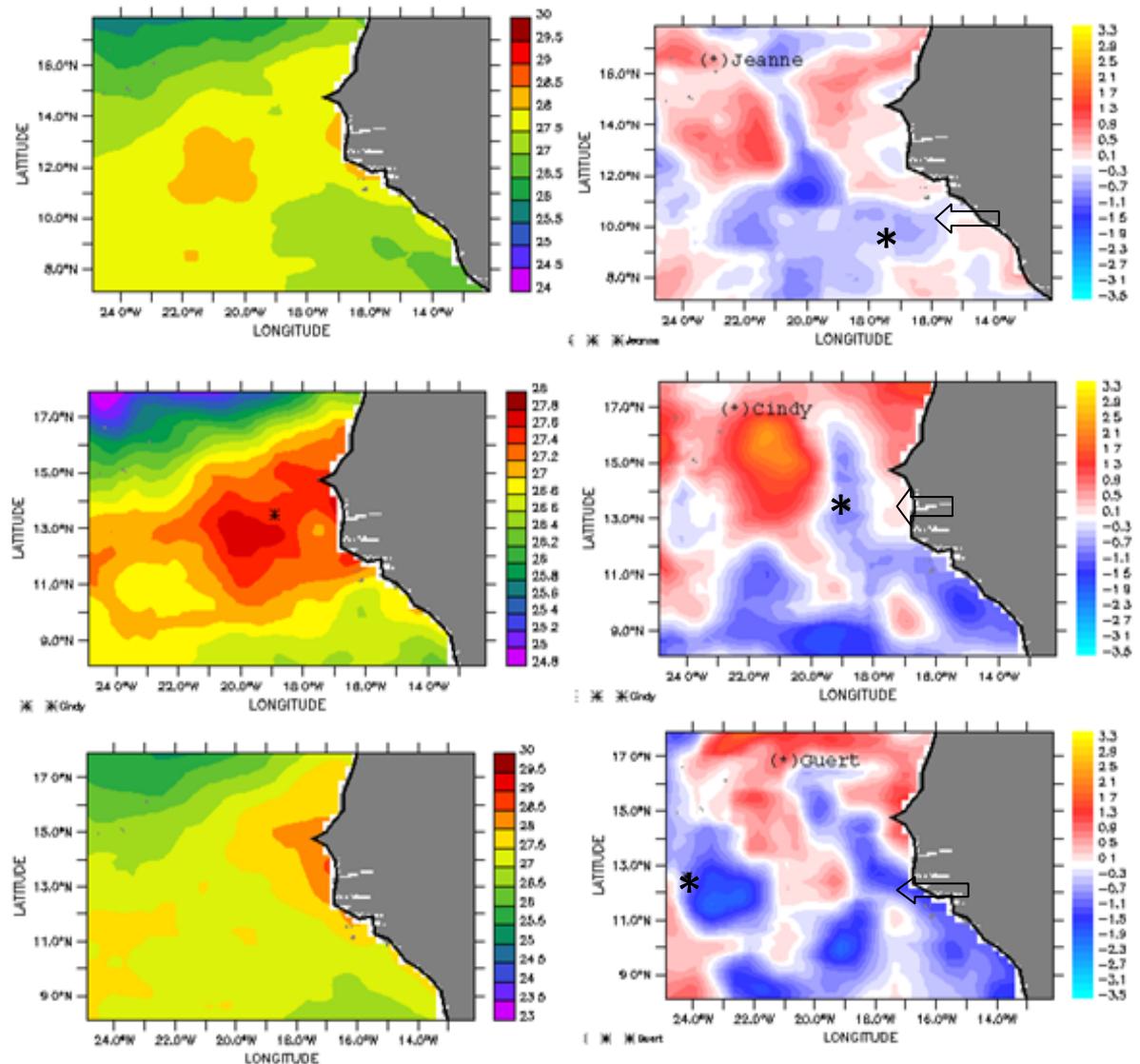


Figure III.10 : Idem Figure III.9 mais pour les cas de Jeanne, Cindy et Guert.

Par ailleurs, nous avons étudié la différence de SST entre le jour j (date naissance de la dépression tropicale) et le jour $j-2$ (deux jours avant dépression tropicale) afin d'analyser le comportement de la SST entre ces deux jours. Il ressort que les SST des jours j sont plus froids que celles des jours $j-2$ dans les zones de naissance des dépressions tropicales. Ce qui confirme qu'on a une réduction de la SST au moment de la formation de la dépression tropicale. Cette réduction de la SST peut être une conséquence d'une forte convection deux jours avant cyclogenèse (voir figure III.11)

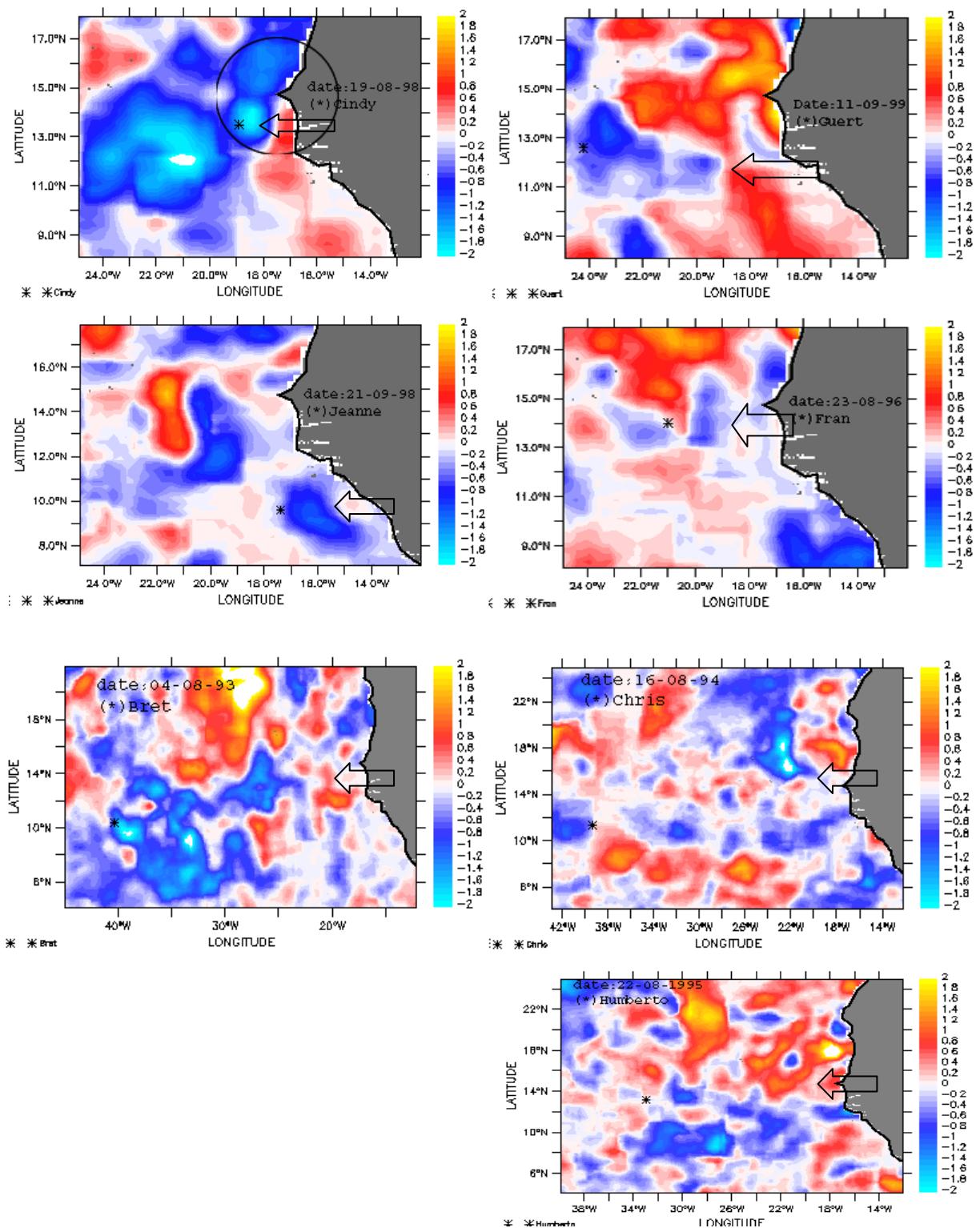


Figure III.11 : Différence de la SST entre le jour j et le jour j-2 pour l'ensemble des dépressions tropicales étudiées dans ce travail : la flèche indique la direction empruntée par la perturbation sur la zone de transition entre le continent et l'océan ; (*) représente la première position prise le système lorsqu'il est classé dépression tropicale par les données du NHC.

III.2.4 Conclusion partielle

Nous constatons de manière générale une anomalie positive de SST aussi bien pour les cas de renforcements de systèmes convectifs que pour les cas de dissipations. Ce qui signifie que l'anomalie positive de SST peut ne pas être un facteur déterminant sur le renforcement ou la dissipation des systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises. Cependant, dans les cas de dissipations, cette anomalie n'est pas toujours homogène dans la zone, ce qui n'est pas remarquée pour les cas de renforcements. Une base de donnée de systèmes convectifs plus élargie pourra peut être nous édifier sur cette question. Par contre, pour les cas de dépression tropicale on constate que l'anomalie est souvent négative. Il faut cependant noter que le renforcement près des côtes n'aboutit pas toujours à une dépression tropicale. Un système peut se renforcer dans la fenêtre Radar et ne pas devenir une dépression tropicale. Une anomalie négative de SST peut donc jouer un rôle déterminant dans la cyclogenèse pour un système renforcé.

III.3 Etude de la contribution de l'humidité relative.

L'humidité mesure la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air, sans compter l'eau liquide et la glace. Pour que des nuages se forment, et qu'il y ait des précipitations, l'air doit atteindre une humidité relative légèrement inférieure à 100% dans le voisinage des gouttelettes qui se forment. Plusieurs auteurs ont souligné que les fortes valeurs d'humidité dans les basses et moyennes couches sont favorables aux fortes convections (Aspden et al., 1976 ; Dème 2002).

Par contre, lorsque les valeurs d'humidité sont faibles alors l'air devient sec et les mouvements subsidents vont dominer dans la basse troposphère entraînant ainsi une réduction de la température potentielle équivalente (DeMaria et al., 2001). Bister et Emanuel (1997) ont émis l'hypothèse que le mouillage dans la basse et moyenne troposphère par les précipitations stratiformes des MCS, et la réduction subséquente des effets d'entraînement, est un précurseur important pour la cyclogenèse (voir chapitre 1 dans les généralités). Récemment Nolan et al. (2007 et 2008) ont montré que l'humidité relative augmente avec la SST. Gray (1977, 1979) a utilisé les couches moyennes pour définir son indice d'humidité pour la cyclogenèse à partir de l'humidité relative. Dans la formulation, l'indice varie entre 0 et 1 pour une humidité qui varie entre 40 et 70%. DeMaria et al. (2001) a également utilisé l'humidité relative dans son indice de cyclogenèse. Cependant ces études s'intéressent sur tout

le bassin atlantique et sur des périodes climatologiques grandes par rapport à l'évolution d'un MCS qui franchit la côte pour aborder la mer.

Nous avons tracé le profil de l'humidité relative moyenne des deux jours avant les jours J et celle des jours j dans le but de voir si une échéance de deux jours peut nous permettre d'anticiper sur la probabilité d'une dissipation, d'un renforcement ou de la formation d'une dépression tropicale. Pour les cas de renforcement ou de dissipation des systèmes, nous avons calculé la moyenne sur la zone de la fenêtre Radar (voir figure II.12). Cette zone est comprise entre les longitudes 21°W et 17°W et les latitudes 12,5°N et 16,5°N. Pour les cas de dépressions tropicales nous avons construit un carré de quatre degrés de côté dont le centre est la première position prise par la dépression tropicale. Ce choix est fait pour avoir un carré de même surface que celle des cas de renforcement et de dissipation dans le but de pouvoir faire la comparaison entre les cas. Nous avons effectué des comparaisons dans les couches moyennes (850-600 hPa) en raison de l'importance de l'humidité relative dans ces couches sur la sur la cyclogenèse.

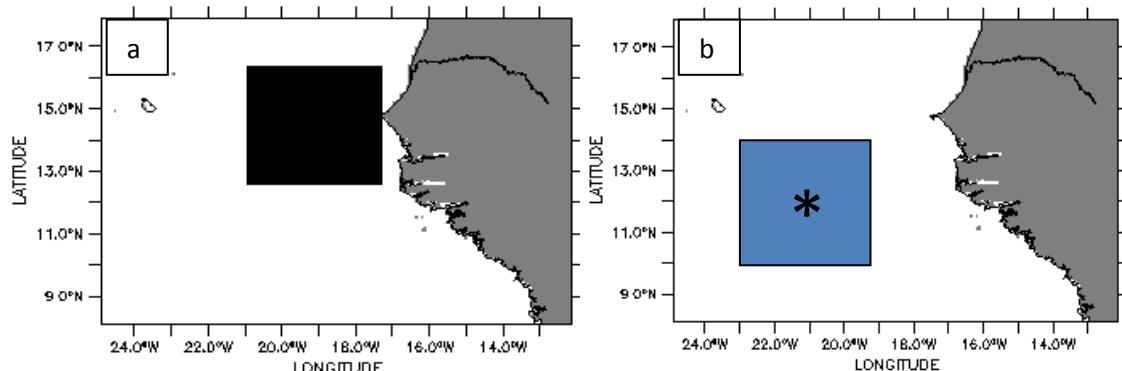


Figure III.12 : Zone utilisée pour le calcul de l'humidité :(a) cas de renforcement ou de dissipation, (b) cas des dépressions tropicales (exemple).

III.3.1 Cas de dissipation

Les figures III.13, III.14 et III.15 représentent l'humidité relative des cas de dissipations. A gauche (couleur verte) nous avons l'humidité relative moyenne des deux jours avant les jours J (dates de dissipations) et à droite l'humidité relative du jour J (en bleue). Nous constatons de manière générale que l'humidité relative moyenne avant la dissipation ne diffère presque pas

de celle du jour J. Dans les moyennes couches (entre 850 et 600 hPa), cette valeur ne dépasse pas souvent les 70%.

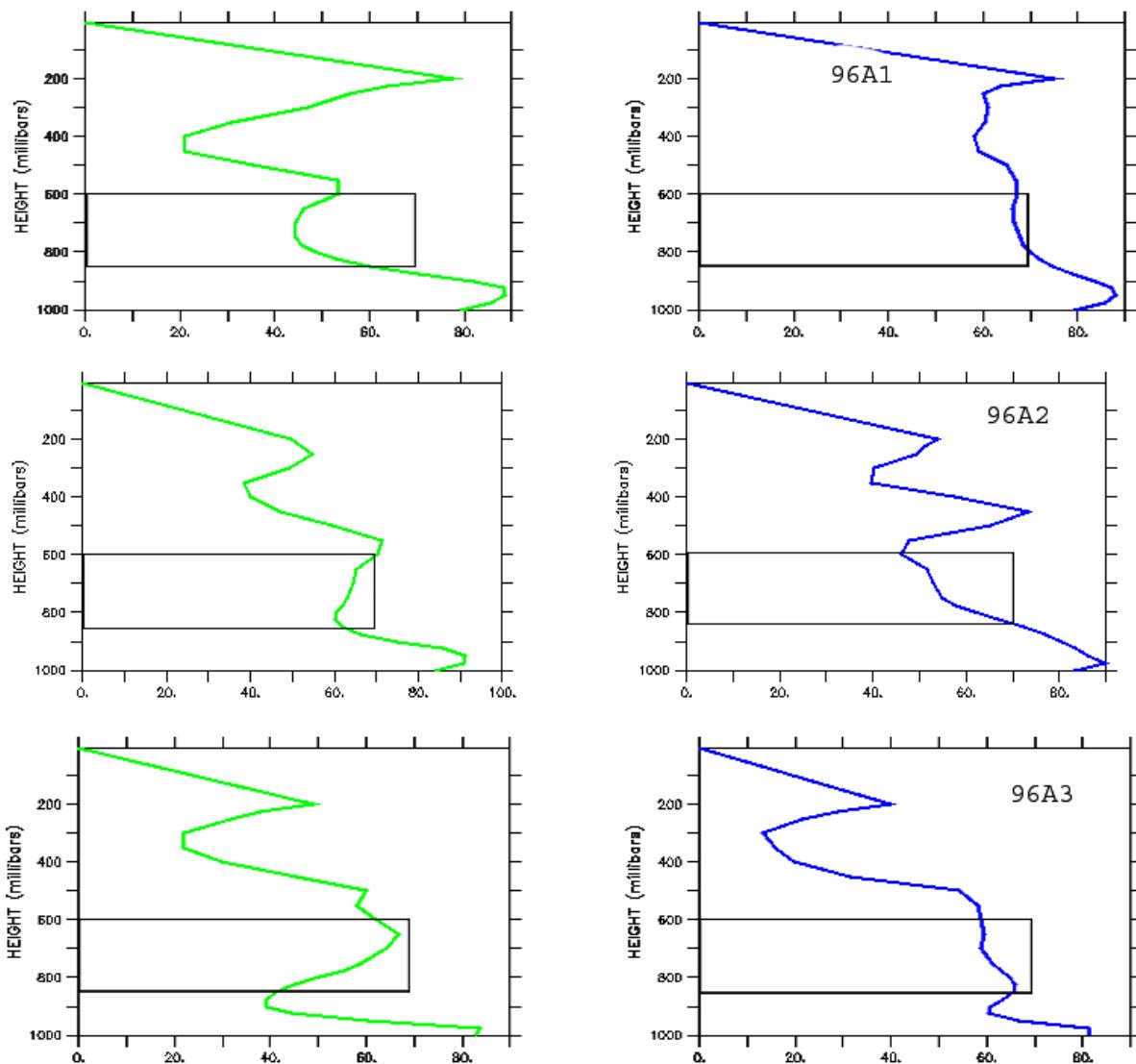


Figure III.13 : profil de l'humidité relative (en%) respectivement pour les cas de 96A1, 96A2 et 96A3. A gauche, moyenne des deux jours avant la date de dissipation du système convectif, à droite moyenne journalière du jour J. Le rectangle indique l'humidité relative de 0 à 70% dans les moyennes couches (600-850 hPa).

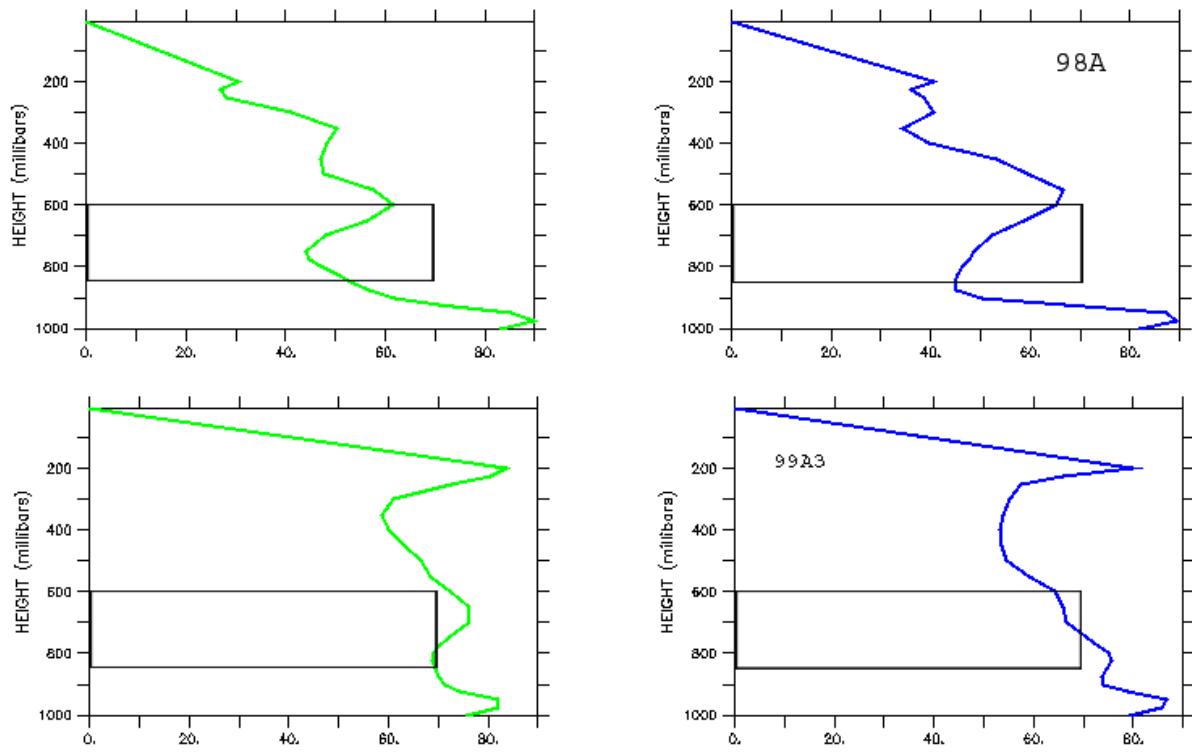


Figure III.14 Idem Figure III.13 mais pour les cas de 98A et 99A3

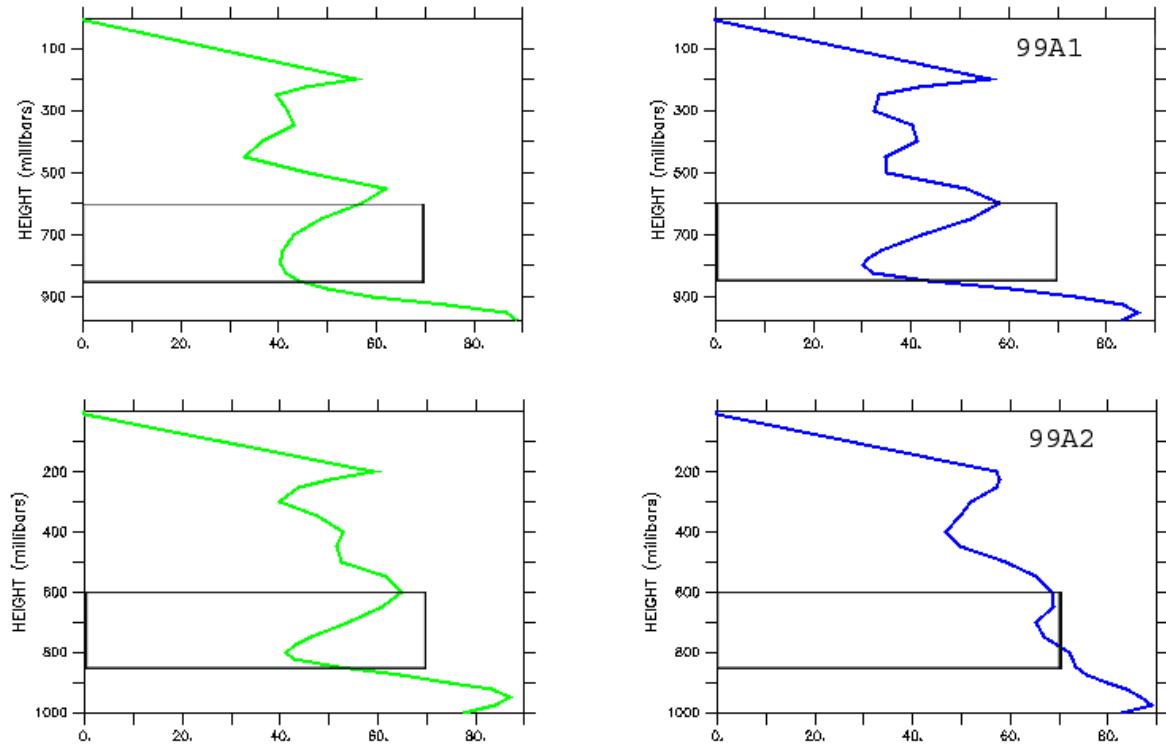


Figure III.15 Idem Figure III.13 mais pour les cas de 99A1 et 99A2

III.3.2 Cas de renforcement.

Les figures III.16 et III.17 représentent l'humidité relative pour les cas de renforcement. On remarque que la majeure partie des cas ont une humidité relative qui dépasse les 70% dans la bande d'altitude 850-600 hPa deux jours avant leurs dates de renforcements respectives (voir figures de gauches). Pour les cas de 93R, 98R et 95R3, les 70% ne sont pas atteints deux jours avant les J mais nous constatons une augmentation de l'humidité qui dépasse au jour J les 70% comme le montre la **figure III.17**

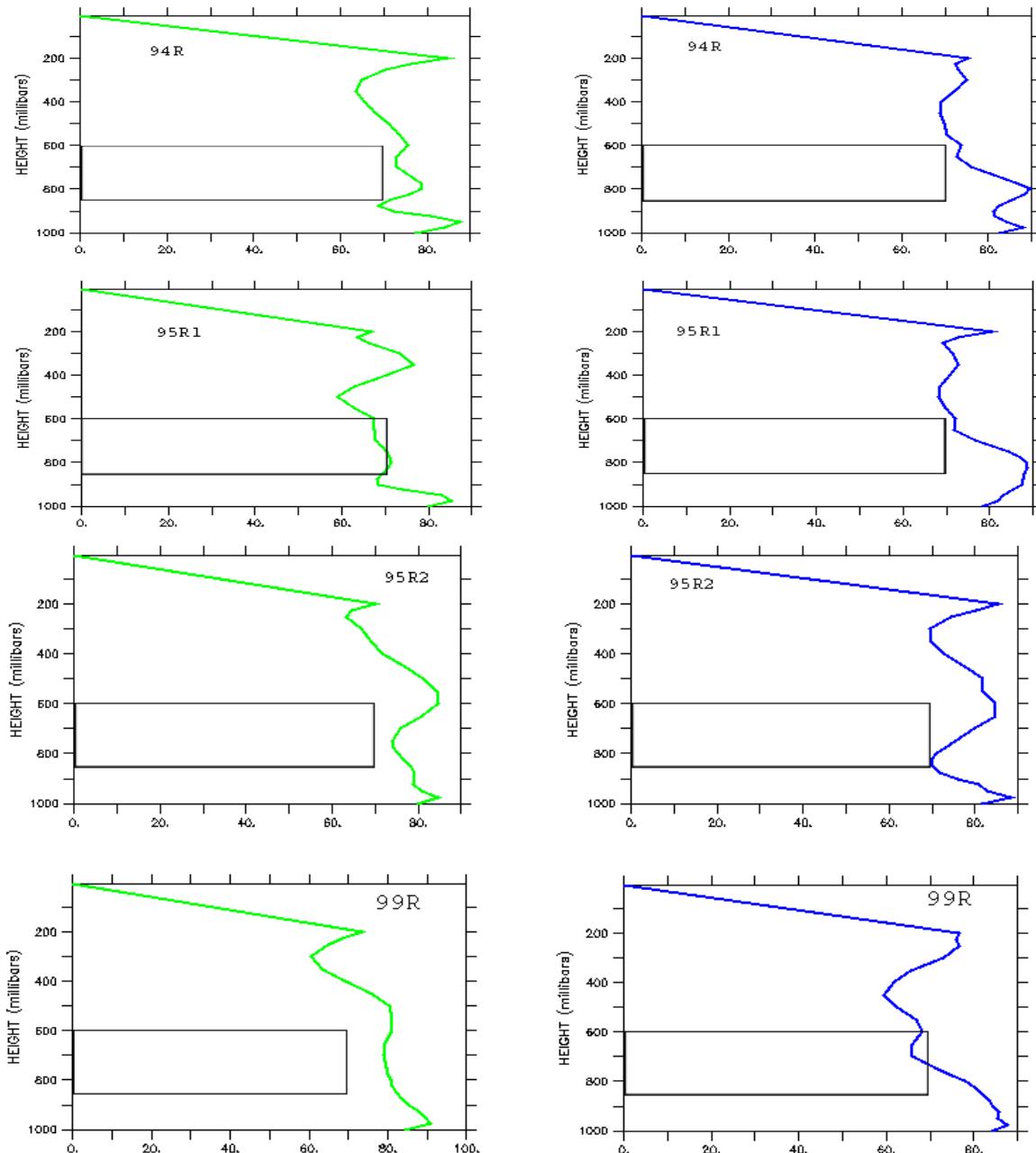


Figure III.16: profil de l'humidité relative (en%) respectivement pour les cas de 94R, 95R1, 95R2 et 99R. Au gauche moyenne des deux jours avant la date de dissipation du système convectif, à droite moyenne journalière du jour J.

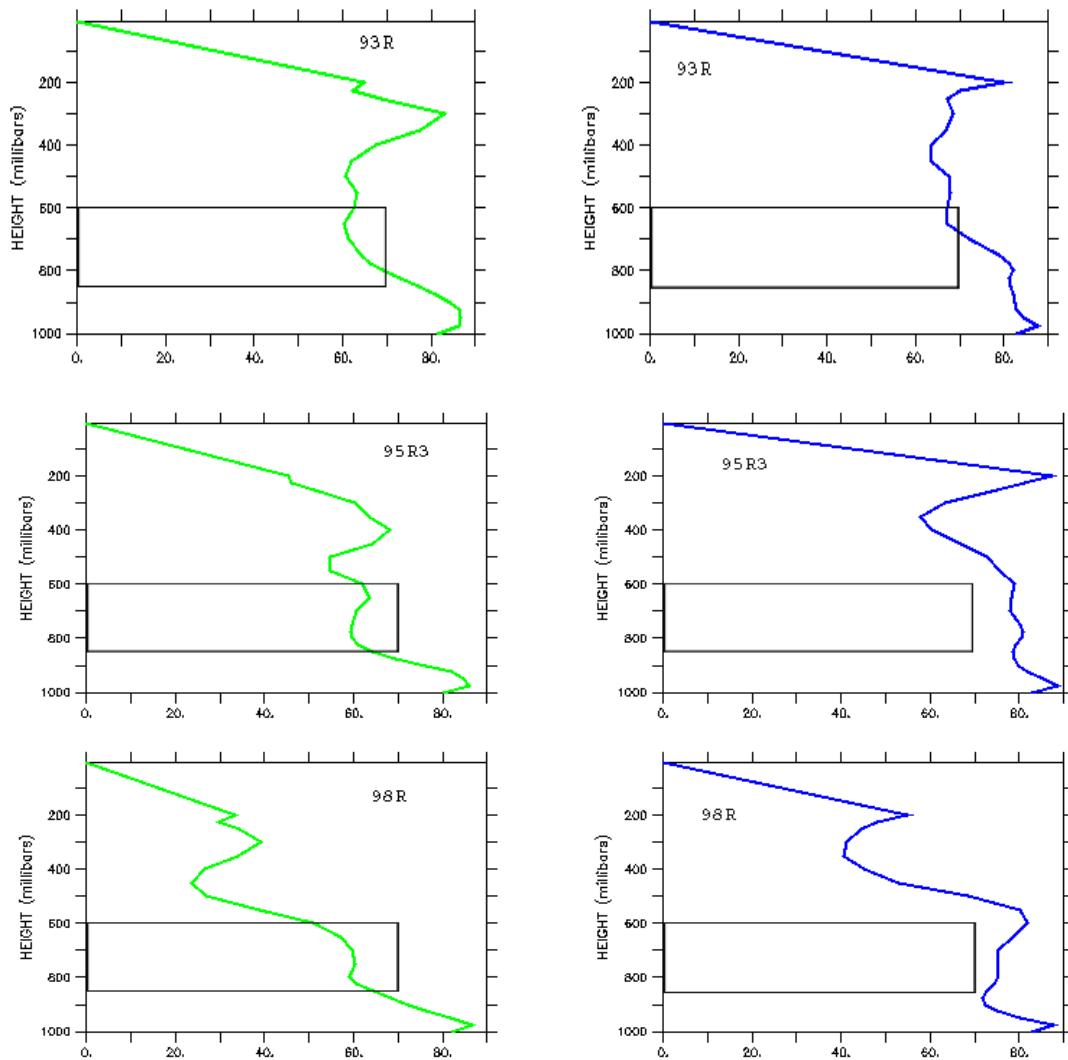


Figure III.17 Idem Figure III.16 mais pour les cas de 93R, 95R3 et 98R.

III.3.3 Comportement autour des zones de naissance des dépressions tropicales.

Comme pour les cas de renforcement, nous remarquons ici à l'exception de Guert que l'humidité relative est importante deux jours avant la naissance des dépressions tropicales (supérieure à 70 %). Pour le cas de ce dernier on remarque une augmentation de l'humidité relative qui passe de 55% deux jours avant à 75% au jour j. (voir les **III.18** et **III.19**)

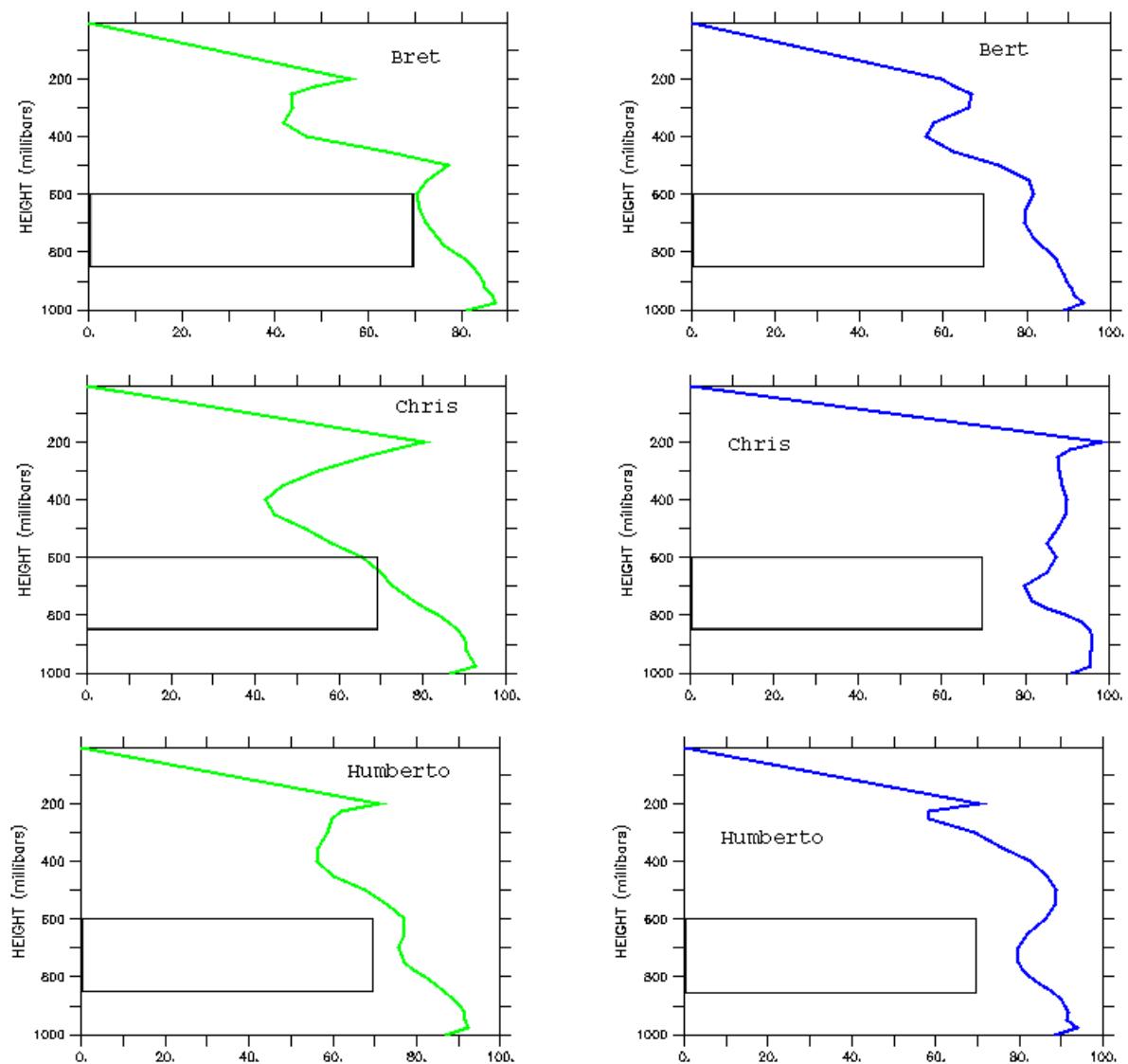


Figure III.18: profil de l'humidité relative (en%) respectivement pour les cas de Bret, Chris et Humberto. Au gauche moyenne des deux jours avant la date de dissipation du système convectif, à droite moyenne journalière du jour J. Le rectangle indique l'humidité relative de 0 à 70% dans les moyennes couches (600-850 hPa).

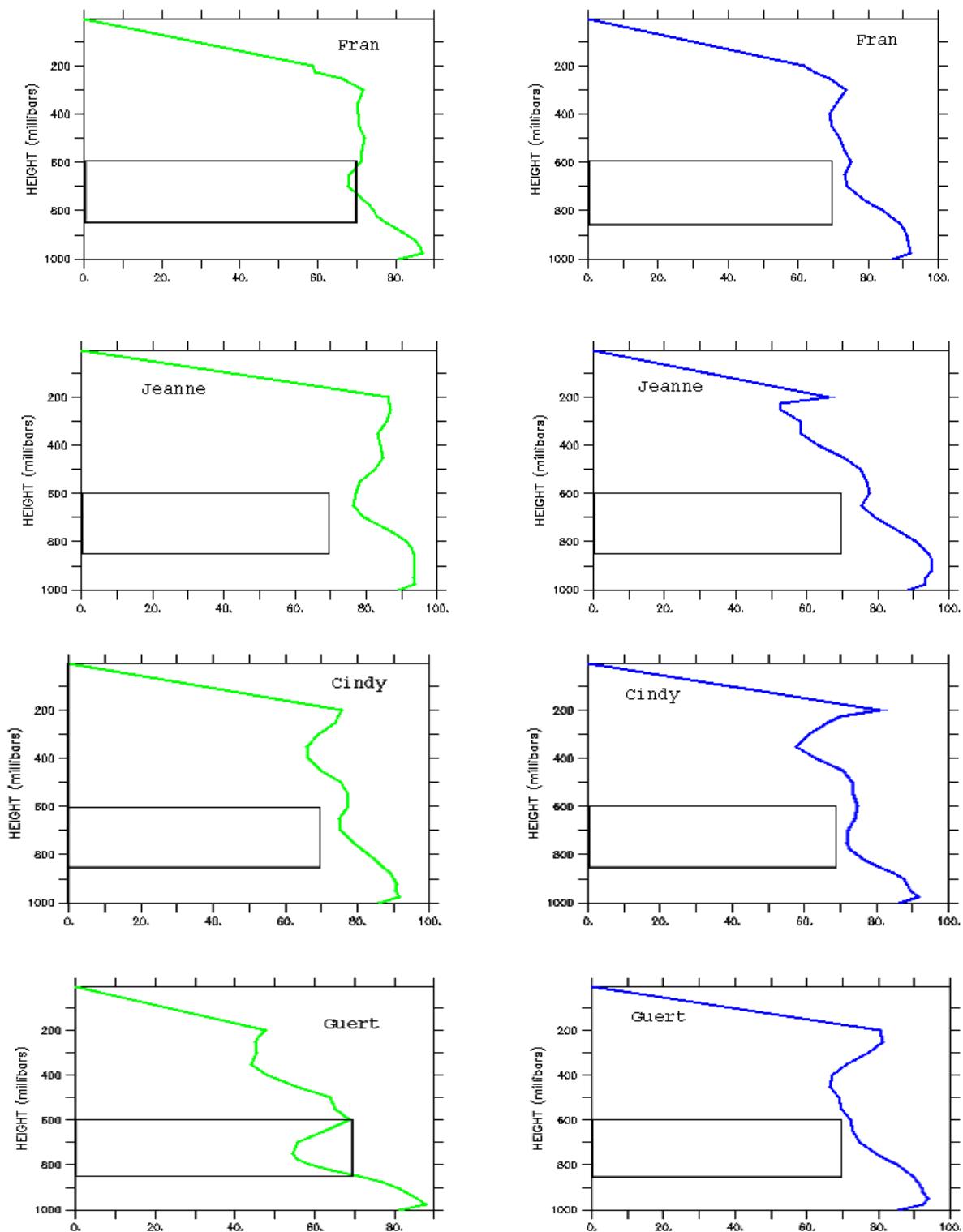


Figure III.19 Idem Figure III.18 mais pour les cas de Fran, Jeanne Cindy et Guert.

III.3.4 Conclusion partielle

A partir de ces deux cas (renforcement et dissipation), on peut penser que le seuil de 70% dans les moyennes couches (entre 850 et 600 hPa) peut jouer un rôle sur la dissipation des systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises. Cependant, les cas de 96A1 et 99A2 sont une exception à la règle. Que signifie que les autres paramètres atmosphériques jouent aussi un rôle majeur dans dissipations ces systèmes convectifs.

Les résultats obtenus avec les cas de dépression tropicale sont en accord avec les travaux de Gray(1977,1979) et de Sall et al. (2006) qui considèrent que la contribution de l'humidité relative dans la cyclogenèse est maximale si elle est supérieure ou égale 70%.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Le principal objectif de ce travail a été d'étudier l'impact des conditions océaniques de surface sur l'évolution des systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises, en particulier sur les systèmes qui se développent en dépression tropicale. Pour cela nous avons d'abord sélectionné à l'aide du Radar de Dakar Yoff des systèmes qui se sont renforcés ou dissipés juste à l'ouest des côtes sénégambiennes. A l'aide des données du National Hurricane Center, nous avons aussi sélectionné des systèmes qui sont devenus dépressions tropicales. Nous avons étudié le comportement de la SST et de l'humidité relative pour chaque cas (renforcement près des côtes, dissipation près des côtes et cas de cyclogenèse).

L'étude des anomalies journalières de SST semble indiquer que, de manière générale les SST des jours de renforcement et de dissipation sont plus chaudes que leurs moyennes climatologiques. Ce qui nous a permis de dire que les paramètres atmosphériques doivent jouer le rôle le plus déterminant dans les processus de renforcement ou de dissipation des systèmes convectifs au large des côtes sénégalaises que la SST journalière elle-même. Cependant nous constatons que cette anomalie n'est pas toujours homogène dans la zone de dissipation ce qui n'est pas observé dans le cas des renforcements. L'étude des anomalies journalières de SST associées aux systèmes en phase de dépression tropicale montre par contre que les dates d'apparition des dépressions tropicales sont marquées par des valeurs de SST plus froides que la valeur moyenne climatologique. L'étude des différences de SST entre les jours j (dates de dépression tropicale) et les jours $j-2$ (deux jours avant dépression tropicale) confirment qu'on a une diminution de SST au moment de l'apparition de la dépression tropicale. Ce résultat semble être en accord avec ceux de Nolan et al. 2007 qui ont montré qu'une forte convection doit se produire deux à trois jours avant naissance de la dépression tropicale. En effet la SST joue un rôle important dans la convection dont la conséquence peut s'expliquer par sa réduction. Les résultats de Shay et al. (2001) montrent qu'aussi la rétroaction négative ouragan-océan résulte d'une diminution de la SST (anomalie négative) et de la puissance de l'ouragan. L'anomalie négative de SST observée pour les cas des dépressions tropicales peut donc conférer à la SST un rôle important sur la cyclogenèse mais également sur l'évolution de la dépression tropicale.

Nous avons aussi étudié le comportement de l'humidité relative dans les couches moyennes (850 -600 hPa) des deux jours avant le j (c'est-à-dire la moyenne de $j-2$ et de $j-1$) et au jour j

pour l'ensemble des cas (dissipation, renforcement et cyclogenèse). Il ressort que, dans les couches moyennes, par rapport à un seuil de 70%, l'humidité relative est souvent en dessous de ce seuil deux jours avant le jour j et au jour j pour les cas de dissipation et est largement suffisante pour les cas de renforcement et de dépression tropicale pendant les mêmes périodes .Ce résultat confirme l'idée de Gray (1977,1979) qui considère que l'humidité relative dans les moyenne couches peut être un facteur permettant de distinguer un cas de formation de dépression tropicale par rapport à un cas de dissipation de système convectif. Cependant, les cas de 96A1 et 99A2 sont une exception à la règle. Ce qui veut dire que les autres paramètres atmosphériques doivent être aussi considérés.

En perspective il serait intéressant d'étudier davantage le comportement de la SST avant la cyclogenèse et sur l'interaction dépression tropicale-océan en utilisant une base de donnée plus large (traitement automatique par exemple) afin d'apporter davantage de lumière sur l'origine de l'anomalie négative de SST qui peut être très déterminante sur la transformation des MCS en dépressions tropicales mais également sur l'évolution des dépressions tropicales

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aspliden, L.I., and D .Adefolulu, 1976:** the mean troposphere of West Africa . *J. Appl. Meteor.* , **15**, 705-716
- Bister, M., and K.A. Emanuel, 1997:** The Genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX Analyses and a Modeling Study. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662–2682.
- Black, P. G., 1983:** Ocean temperature Change induced by tropical cyclone, Ph.D. dissertation, 278pp., Pennsylvania State University, University Park.
- Chan, J. C. L. and R. H. F. Kwok, 1999:** Tropical cyclone genesis in a global numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 611–624.
- Carlson, T. B., 1969a:** Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 256-288.
- Chen, S. S. and W. M. Frank, 1993:** A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. part i : Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2401–2426.
- Diédhiou A., 1998 :** Etude des régimes d'Ondes d'Est et de leurs interactions avec la convection en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique Tropical, Thèse de doctorat, *Université Paris XII*, 220 pp.
- De Félice, P., A. Viltard, D. Monkam and C. Ouss, 1990:** Characteristics of the North African 6-9-day wave during summer 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2624-2633.
- DeMaria, M., S. D. Aberson, K. V. Ooyama, and S. J. Lord, 1993:** Upper level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1628–1643.
- DeMaria, M. J.A. Knaff, and B.H. Connell, 2001:** A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. *Weather Forecast.* **16**, 219-233.
- Deme, A., 2002:** Indice de convection et précipitations quotidiennes en Afrique de l'ouest :un pas vers la prévision de la pluie à Dakar à quelques jours d'échéances. Thèse de doctorat de l'université Paris 12, Paris, 219pp
- Dvorak, V. F., 1984:** Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech.Rep., NESDIS 11, 47p.
- Erickson,C. O. , 1963:** An incipient hurricane near the West African coast, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 61-68.
- Frank, W.M., 1987:** Tropical cyclone formation. A Global View of Tropical Cyclones, R. L. Elsberry, Ed. , Naval Postgraduate School, 53-90

- 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., 1977:** Tropical cyclone genesis in the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 485-482.
- Gray, W. M., 1979:** Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. Meteorology over the tropical oceans. *Royal Meteorological Society, Bracknell, England, D. B. Shaw, ED.*, pp. 155-218.
- Gray, W.M., 1984b:** Atlantic seasonal hurricane frequency, Part II: forecasting its variability. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1669-1683.
- Gray, W. M., 1987:** Hurricanes: their formations, structure and likely role in tropical circulation. Meteorology over the tropical oceans. Ed. D. B. Shaw, Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX. pp. 155-218.
- Hebert, P.J., 1974:** North Atlantic tropical cyclone. *Mar. Wea. Log*, **18**, 1, 8-16.
- Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes in africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254-2263.
- Landsea, C. W., 1993:** climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703-1713.
- Landsea, C.W., G.D. Bell, W.M. Gray, and S.B. Goldenberg, 1998:** The Extremely Active 1995 Atlantic Hurricane Season: Environmental Conditions and Verification of Seasonal Forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1174-1193.
- Lindzen, R.S., and S. Nigam, 1987:** On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- Love, G., 1985:** Cross-Equatorial Interactions during Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1499-1509.
- McBride, J. and R. Zehr, 1981:** Observational analysis of tropical cyclone formation. part ii: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132-1151.
- Menard, R. D., and J. M. Fritsch, 1989:** A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1237-1261.

- Nolan, D. S., 2007:** What is the trigger for tropical cyclogenesis?, *Aust. Meteorol. Mag.*, **56**, 241–266.
- Nolan, D. S., and E. D. Rappin, 2008:** Increased sensitivity of tropical cyclogenesis to wind shear in higher SST environments, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14805, doi:10.1029/2008GL034147.
- Palmen, E., 1948:** On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysics*, **3**, 26–38.
- Pasch, R.J., L.A. Avila, and J.G. Jiing, 1998:** Atlantic Tropical Systems of 1994 and 1995: A Comparison of a Quiet Season to a Near-Record-Breaking One. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1106–1123.
- Reed, R. J., D. C. Norquist and E. E. Recker, 1977:** The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997:** Scale interactions during the formation of Typhoon Irving, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377–1396.
- Sall, S., M., 2005 :** Recherches sur les facteurs influençant la cyclogénèse Atlantique à proximité des côtes Africaines. Thèse de Doctorat d'Etat es-sciences, Univ. C. A. Diop de Dakar, 170pp.
- Sall, S.M., and H. Sauvageot, 2005:** Cyclogenesis off the African Coast: The Case of Cindy in August 1999. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2803–2813.
- Sall, S.M., H. Sauvageot, A. Gaye, A. Viltard and P. de Felice, 2006:** A cyclogenesis index for tropical Atlantic off the African coasts. *Atmospheric Research*, **79**, 123–147.
- Schade, L.R., and K.A. Emanuel, 1999:** The Ocean's Effect on the Intensity of Tropical Cyclones: Results from a Simple Coupled Atmosphere–Ocean Model. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 642–651.
- Shapiro, L. J., 1989:** The relationship of the quasi-biennial oscillation to Atlantic tropical storm activity. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2598–2614.
- Shapiro, L.J., and S.B. Goldenberg, 1998:** Atlantic Sea Surface Temperatures and Tropical Cyclone Formation. *J. Climate*, **11**, 578–590.
- Shay, L. K. 2001:** Upper ocean structure: Response to strong forcing events. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Eds. R.A. Weller, S.A. Thorpe, J. Steele, Academic Press International, London, UK, 3100–3114.
- Simpson R.H and H. Riehl, 1981:** The Hurricane and Its Impact. Louisiana State Univ. Press, Baton Rouge (ISBN 0-8071-0688-7), 398pp.

- Simpson, J., E. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997:** Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643-2661.
- Velasco, I. and J. M. Fritsch, 1987:** Mesoscale convective complexes in Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591–9613.
- Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254–2263.
- Wallace, J. M., 1973:** General circulation of the tropical lower stratosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 191–222.
- Wallace, J., T. Mitchell, and C. Deser, 1989:** The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Seasonal and Interannual Variability. *J. Climate*, **2**, 1492–1499.
- Zehr, R. M., 1992:** Tropical cyclogenesis in the western north pacific. NOAA Tech. Rep., NESDIS 61, 181pp.

WEBOGRAPHIE

<http://www.nhc.noaa.gov/>

<http://planet-terre.enslyon.fr/planeterre/>

<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/griddata.php>