

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR Sciences et Technologies
Département de Physique

Mémoire de Master 2
Mention : Physique et Applications
Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan (S.A.O.)

Étude du budget de chaleur de la couche de mélange associée au mode méridien dans la zone côtière ouest africaine à partir des sorties du modèle Nemo

Présenté par **Papa Mass SECK**

Sous la direction de Saliou FAYE et Bamol Ali SOW

Soutenu publiquement le vendredi 12 avril 2019 à l'UASZ devant le jury composé de :

Prénoms et Noms	Grades	Qualité	Établissement
Moctar CAMARA	Maître de Conférences	Président	UFRST/UASZ
Siny NDOYE	Chercheur	Rapporteur	LPAOSF/UCAD
Samo DIATTA	Maître-Assistant	Examineur	UFRST/UASZ
Mamadou Lamine MBAYE	Assistant	Examineur	UFRST/ UASZ
Saliou FAYE	Chercheur	Maître de stage	CRODT/ISRA
Bamol Ali SOW	Maître de Conférences	Directeur de stage	UFRST/UASZ



DEDICACES

Je dédie ce travail, à toute ma famille.

Particulièrement à mon père, ma femme et mes enfants.

A mes oncles et à ma mère pour leurs prières.

Longue vie et santé de fer, que Dieu vous garde.

REMERCIEMENTS

C'est avec plaisir et reconnaissance que je profite de ces quelques lignes pour témoigner toute ma gratitude et mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'ont apporté leur soutien tout au long de ce travail de recherche.

Je tiens tout d'abord à remercier, mon directeur de stage, Dr Bamol Ali SOW, pour son soutien sans faille, ses nombreux conseils et surtout ses réconforts durant le stage et la rédaction de mon mémoire. J'ai beaucoup apprécié sa démarche, son ouverture d'esprit et son enthousiasme qui me pousse à me surpasser.

J'adresse également mes plus chaleureux et sincères remerciements au Dr Saliou FAYE du Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye (CRODT), mon maître de stage, qui m'a initié et transmis une large connaissance sur l'utilisation du logiciel de travail Ferret et qui a su répondre à mes nombreuses questions de même qu'au Dr Alban LAZAR pour sa disponibilité et ses données de simulations.

Mes remerciements vont également aux membres du jury : le président du jury Dr Moctar CAMARA, le rapporteur Dr Siny NDOYE et les examinateurs Dr Samo DIATTA et Dr Mamadou Lamine MBAYE pour m'avoir fait l'honneur d'accepter d'évaluer ce travail, mais aussi pour leur soutien, les échanges et les suggestions fructueux. Mes vifs remerciements à ma famille, à tous mes camarades de promotion, aux collègues des laboratoires LOSEC à l'UASZ et LPAOSF à l'UCAD, à tous les collègues qui, directement ou indirectement, m'ont apporté leurs soutiens et accompagné tout au long de mon travail de recherche.

RESUME

L'Atlantique tropical présente deux modes de variabilité : le mode méridien et le mode équatorial. Le mode méridien (AMM), sujet de notre étude, est caractérisé par un gradient inter-hémisphérique d'anomalies de température de surface de la mer (SST) avec une intensité maximale au printemps boréal. Ce mode est accompagné de phénomènes extrêmes comme la sécheresse d'un côté de l'Atlantique et des pluies diluviennes de l'autre. L'objectif de cette étude est de comprendre la réponse des caractéristiques thermodynamiques de l'upwelling sénégal-mauritanien aux forçages de l'AMM à l'aide des sorties du modèle NEMO sur la période 1960 à 2011. Nos résultats montrent l'existence du phénomène qui s'établit au large de la zone sénégal-mauritanienne entre janvier et juin-juillet avec une intensité maximale au mois de mars, plus marquée dans la zone côtière qu'hauturière. Les anomalies de la SST sont plus importantes au Sud qu'au Nord de la zone côtière, contraire à la variation des anomalies de la MLD qui sont plus importantes au Nord qu'au Sud de la zone côtière. Même si la cause n'est pas la même selon le lieu géographique (zone côtière, zone hauturière, Nord, Sud), on peut cependant noter que dans toute la zone, le moteur principal de ces anomalies est le terme atmosphérique même si dans la région côtière Sud c'est plutôt le terme océanique qui domine. Sur l'ensemble des boîtes définies dans la zone d'étude, on observe une perturbation du terme vertical (upwelling) qui varie peu.

Mots clés : mode méridien, variabilité interannuelle, mode équatorial, upwelling.

ABSTRACT

Tropical Atlantic has two modes of variability: the meridional mode and the equatorial one. The meridional mode (AMM), studied here, is characterized by an inter-hemispheric gradient of SST anomalies with higher intensity in the boreal spring. In this period extreme events such as drought are observed on one side of the Atlantic whereas heavy rains occurs on the other. The purpose our this to study is to understand the response of thermodynamic characteristics of Senegalese and Mauritanian upwelling to the meridian mode forcing, using NEMO model outputs over the period 1960 to 2011. Our results show existence of the meridional mode which is established off the Senegalese and Mauritanian zone, between January and June-July with higher intensity in March, mainly in the coastal zone. The SST anomalies are more important in the South compared to the North of the coastal zone, contrary to the variation of MLD anomalies which are more important in the North than in the South of the coastal zone. The cause of these anomalies is not the same according to the geographical location (coastal zone, offshore zone, North, South), but we can note that in all the study area, the main responsible of these anomalies is the atmospheric term even if in the South coastal region is rather the oceanic term that dominates. On all the boxes defined in the study area, there is a disturbance of the vertical term (upwelling) which varies weakly.

Key words : *meridional mode, interannual variability, equatorial mode, upwelling.*

ACRONYMES

AMM: Atlantic Meridional mode.
CC: Canary Current
CJ: Coastal Jet
CRODT : Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye
ENSO: El Nino Southern Oscillation
EOF: Empirical Orthogonal Function
GD: Guinea Dome
ICOADS: International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
ISRA : Institut Sénégalais de Recherches Agricoles
LOSEC : Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat
LPAOSF : Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang
MC: Mauritania Current
ML: Mixed Layer
MLD: Mixed Layer Depth
NASA: National Aeronautics and Space Administration
NEC: North Equatorial Current
NECC: North Equatorial Counter Current
NEMO: Nucleus for European Modeling of the Ocean
NESDIS: National Environmental Satellite, Data and Information Service
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
OGCM: Ocean General Circulation Model
PC: Principal Component
QuikSCAT: Quick SCATterometer
SEC: South Equatorial Current
SLJ: Sierra Leone Jet
SST: Sea Surface Temperature.
TOGA : Tropical Ocean General Atmosphere
UASZ : Université Assane Seck de Ziguinchor
UCAD : Université Cheikh Anta Diop
UFRST : Unité de Formation et de Recherche en Sciences et Technologies
ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Circulation atmosphérique de surface dans l’Atlantique tropical à partir des vents (25 km de résolution) du capteur « SeaWinds» à bord du satellite QuikSCAT de la NASA. La norme de la vitesse (en couleur en m/s) et la vitesse (flèche) ; (a) en janvier et (b) en juillet et la ligne noire représente la ZCIT (Faye, 2015).	4
Figure 1.2: Les termes du bilan de chaleur pour une masse d’eau en contact avec l’atmosphère (webographie : Lecalve.univ-tln.fr).	5
Figure 1.3: Flux de chaleur total reçu par l’océan en W/m ² , moyennes annuelles (Da Silva et al., 1994).	6
Figure 1.4: Courants de surface dans le système d’upwelling de bord Est de l’Atlantique tropical Nord. CC : Canary current ; MC : Mauritania current ; NEC: North Equatorial Current ; NECC: North Equatorial Counter-Current ; SLJ : Sierra Leone Jet ; CJ ; Coastal Je ; GD: Guinea Dome (Faye et al., 2015 adapté de Barton, 1998).	7
Figure 1.5: Phénomène d’upwelling à partir de la tension du vent(flèche noir) et du transport d’Ekman (Rykaczewski and Checkley, 2008).	9
Figure 1.6: Mode équatorial et interactions avec les phénomènes atmosphériques et océaniques (Bourlés, 2008).	11
Figure 1.7: Phase chaude du mode équatorial dans l’Atlantique tropical. Les anomalies de la SST (en °C) sont en couleur, les anomalies de précipitations et des vents de surface sont représentées respectivement par les isolignes et les flèches (Bourlés, 2008).	11
Figure 1.8: Mode dipolaire dans l’Atlantique tropical en phase positive. Les anomalies de la SST (°C) sont en couleur, les anomalies de précipitations et des vents de surface sont représentées respectivement par les isolignes et les flèches (Bourlés, 2008).	12
Figure 2.1: Situation géographique de la zone d’étude : bathymétrie (isolignes en m, plateau continental (vert).(Faye,2015).	13
Figure 3.1: EOF2 de la série interannuelle de la SST observée (a) et simulée (b) au printemps (mars à juin).	17
Figure 3.2: Séries chronologiques de la PC normalisées correspondant à l’EOF2.	18
Figure 3.3: Anomalies de SST de juillet de l’an (-1) à Décembre de l’an (-1).	19
Figure 3.4: Anomalies de SST de janvier de l’an(0) à juin de l’an (0).	19
Figure 3.5: Anomalies de SST de juillet de l’an (0) à Décembre de l’an (0).	20
Figure 3.6: Anomalies mensuelles de la SST (rouges) et de la MLD (noires) pour la zone côtière. En pointillés la boîte Sud (16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) et en traits pleins la boîte Nord (16.5°W-18°W, 15°N-17°N).	21
Figure 3.7: Anomalies mensuelles de la SST (rouges) et de la MLD (noires) pour la zone hauturière. En pointillés la boîte Sud (18°W-22°W, 12°N-14.5°N) et en traits pleins la boîte Nord (18°-22°W, 15°N-17°N).	22
Figure 3.8: Bilan de chaleur (a et b) et anomalies du bilan de chaleur (c et d) pour les boîtes Nord (a et c : 16.5°W-18°W,15°N-17°N) et Sud (b et d :16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) de la zone côtière. (— bilan) Bilan ; (- - - terme_atm) terme atmosphérique ; (— terme_ocean) Terme océanique ; (— terme_hor) terme horizontal ; (— terme_vert) Terme vertical.	24
Figure 3.9: Bilan de chaleur (a et c) et anomalies du bilan de chaleur (b et d) pour les boîtes Nord (a et c : 16.5°W-18°W,15°N-17°N) et Sud (b et d :16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) de la zone hauturière.	26
Figure 3.10: Termes du bilan de chaleur moyennés sur la période septembre à novembre : (a) variation de la SST, (b) terme océanique,(c)terme atmosphérique,(d)terme vertical,(e)terme horizontal.	27

Figure 3.11: Anomalies du bilan de chaleur moyennées sur la période septembre à novembre : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique,(d)terme vertical,(e) terme horizontal.....	28
Figure 3.12: Bilan de chaleur moyenné sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique,(c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.	29
Figure 3.13: Anomalies du bilan de chaleur moyennés sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c)terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.....	30
Figure 3.14: Bilan de chaleur moyenné sur la période Avril à Juin : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.	31
Figure 3.15: Termes de l'anomalie du bilan de chaleur moyennés sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal	32

TABLE DES MATIERES

DEDICACES	ii
REMERCIEMENTS	iii
RESUME	iv
ABSTRACT	iv
ACRONYMES	v
LISTE DES FIGURES.....	vi
TABLE DES MATIERES	viii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I.....	3
ETAT DES CONNAISSANCES.....	3
I.1. Les flux atmosphériques	3
I.1.1. La circulation atmosphérique.....	3
I.1.2. Les flux de chaleur air-mer	4
I.2. La circulation océanique	6
I.2.1. La circulation océanique de surface.....	6
I.2.2. La circulation verticale	8
I.3. Les flux d'eau douce.....	9
I.4. Le cycle saisonnier et variabilité interannuelle de la SST.....	9
I.4.1. Le cycle saisonnier.....	9
I.4.2. La variabilité interannuelle	10
I.4.2.1. Le mode équatorial	10
I.4.2.2. Le mode méridien	12
CHAPITRE II	13
DONNEES ET METHODES	13
II.1. Présentation de la zone d'étude.....	13
II.2. Les observations de SST	14
II.3. La description du modèle NEMO.....	14
II.4. Les méthodes utilisées.....	15
CHAPITRE 3	17
RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	17
III.1 La validation du modèle.....	17
III.2. L'identification du mode méridien.....	18

III.3. L'étude régionale de l'AMM	20
III.3.1 Les anomalies de la SST et de la MLD	20
III.3.1.1. La zone côtière	20
III.3.1.2. La zone hauturière	21
III.3.2 Le bilan de chaleur	22
III.3.2.1. La zone côtière	22
III.3.2.2. La zone hauturière	25
III.3.3 La variabilité spatio-temporelle de l'AMM.....	27
III.3.3.1. La phase pré-AMM (SON)	27
III.3.3.2 Phase de croissance ou d'installation de l'AMM (DJF)	28
III.3.3.3. La phase de décroissance (AMJ).....	30
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	34
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	36

INTRODUCTION

Le système océan-atmosphère est une énorme machine thermodynamique. L'énergie solaire à la surface de la Terre est redistribuée par les mouvements de l'atmosphère (vent) et des océans (circulation océanique). Ce transfert s'effectue des zones excédentaires (ex: équateur) vers les régions déficitaires (ex: pôles) en chaleur.

L'atmosphère et l'océan communiquent entre eux à travers leurs couches limites, où la turbulence est prédominante, et dont les paramètres sont fortement conditionnés par les échanges air-mer (*Wang et al, 2004*). Ces échanges air-mer dépendent des conditions de surface de la mer (e.g. Sea Surface Température 'SST', courant) et celles de la couche limite atmosphérique (e.g. vent, humidité).

La SST est, dans la plupart des cas, utilisée pour l'étude de l'interaction océan-atmosphère du fait que sa variabilité implique à la fois certains processus océaniques et atmosphériques. Les perturbations atmosphériques ressenties par l'océan se répercutent donc inévitablement sur la SST.

Dans l'Atlantique tropical la variabilité interannuelle à décennale est influencée par le mode méridional de l'Atlantique (AMM). L'AMM est caractérisé par un gradient méridional anormal de la SST entre les parties Nord et Sud de l'Atlantique tropical (*Nobre et Shukla, 1996*). Ce mode méridional est la source principale de variabilité couplée océan-atmosphère dans l'Atlantique.

La zone de convergence intertropicale (2°N-8°N) enregistre une forte variabilité de l'impact de la thermocline sur la SST, contrairement à la relation entre la thermocline et la SST dans l'Atlantique équatorial Est (*Foltz et al, 2016*). Cependant, dans la partie côtière de l'Atlantique tropical Nord-Est, en particulier la région de l'upwelling Sénégal-Mauritanien, la réponse océanique au passage de l'AMM n'est pas toujours bien explorée.

Ceci nous incite à poser la question suivante:

✚ Quelles sont les caractéristiques thermodynamiques de la réponse de la région de l'upwelling Sénégal-Mauritanien au forçage de l'AMM ?

Pour apporter une réponse à cette question, nous nous sommes fixés comme objectif principal une meilleure compréhension des mécanismes mis en jeu dans la variation de la SST dans la région marine Sénégal-Mauritanienne en période d'AMM. Il s'agit plus spécifiquement :

- d'analyser les processus océaniques et atmosphériques qui pilotent les anomalies de SST associées à l'AMM ;
- de donner la part relative des flux de chaleur air-mer, de l'advection horizontale, de l'entraînement et du mélange vertical à l'évolution des anomalies de SST liées de l'AMM ;
- et enfin de montrer s'il existe une différence dans les mécanismes responsables de l'évolution des anomalies de SST dans les upwellings côtier et hauturier de la zone marine sénégal-mauritanienne.

Pour ce faire, nous avons utilisé deux types de simulation du modèle NEMO ATL TROP025 ;

- une simulation climatologique non composite ou normale 1960-2011,
- une simulation composite climatologique des années AMM.

La présentation de la problématique relative à la thermodynamique associée à l'AMM dans la région d'upwelling Sénégal-Mauritanienne nous a permis de dégager un certain nombre d'axes de travail que nous allons aborder dans ce mémoire et d'identifier les moyens utilisés pour parvenir aux résultats attendus.

Dans le chapitre 1, nous présenterons l'état des connaissances sur les flux atmosphériques, la dynamique et la thermodynamique océaniques et les caractéristiques de l'AMM dans l'Atlantique tropical Nord, en particulier dans la région d'upwelling Sénégal-Mauritanienne.

Le second chapitre consistera à décrire d'abord la zone d'étude, le modèle et les données puis à présenter les méthodes utilisées pour atteindre nos objectifs.

Dans le troisième chapitre, nous présenterons nos résultats en procédant d'abord à la validation du modèle par une étude comparative avec les données d'observation. Ensuite, nous analyserons l'évolution des anomalies de SST associées à l'AMM dans la région d'upwelling sénégal-mauritanienne et nous examinerons les différents mécanismes mis en jeu dans les variations de ces anomalies.

Enfin, nous présenterons la conclusion et les perspectives de recherches.

CHAPITRE I

ETAT DES CONNAISSANCES

Ce premier chapitre a pour objectif de présenter les aspects essentiels des caractéristiques de l'Atlantique tropical Nord. Dans un premier temps, nous présenterons la circulation atmosphérique et les flux de chaleur air-mer. Ensuite nous parlerons des caractéristiques du mode méridien de l'Atlantique et enfin nous décrirons la dynamique et la thermodynamique dans la région de l'upwelling Sénégal-Mauritanien.

1.1. Les flux atmosphériques

1.1.1. La circulation atmosphérique

La compréhension de la circulation atmosphérique de l'Atlantique tropical Nord est primordiale pour une meilleure connaissance de la région d'étude. La circulation atmosphérique dans les basses couches atmosphériques de l'Atlantique tropical s'organise autour de deux centres d'actions permanents que sont les centres de hautes pressions des Açores dans l'Atlantique Nord et de Sainte Hélène dans l'Atlantique Sud. Les flux de ces deux centres d'action dominant la zone maritime et conditionnent le flux air (atmosphérique) entre des hautes pressions tropicales et des basses pressions intertropicales. Ces vents permanents sont appelés des alizés et la limite entre les vents de chaque hémisphère est appelée Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). C'est une zone dépressionnaire associée à de fortes convections atmosphériques, des masses d'eaux chaudes à la surface de l'océan, ainsi que de fortes pluies. Les variations d'intensité et de position des centres anticycloniques déterminent l'évolution saisonnière des vents de surface. Quand l'anticyclone des Açores est plus intense, les vents qui y proviennent sont plus forts que ceux de l'anticyclone de Sainte Hélène et, la ZCIT se déplace vers le Sud et atteint sa position la plus proche de l'équateur ($\sim 2^{\circ}\text{N}$ à l'Ouest et 5°N à l'Est) dès janvier. L'inverse est la règle en été et, la ZCIT est à sa position Nord ($\sim 7^{\circ}\text{N}$ à l'Ouest et $\sim 15^{\circ}\text{N}$ à l'Est) (*Figure 1.1*). Cette oscillation entraîne l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies dans la bande tropicale (*Faye, 2015*).

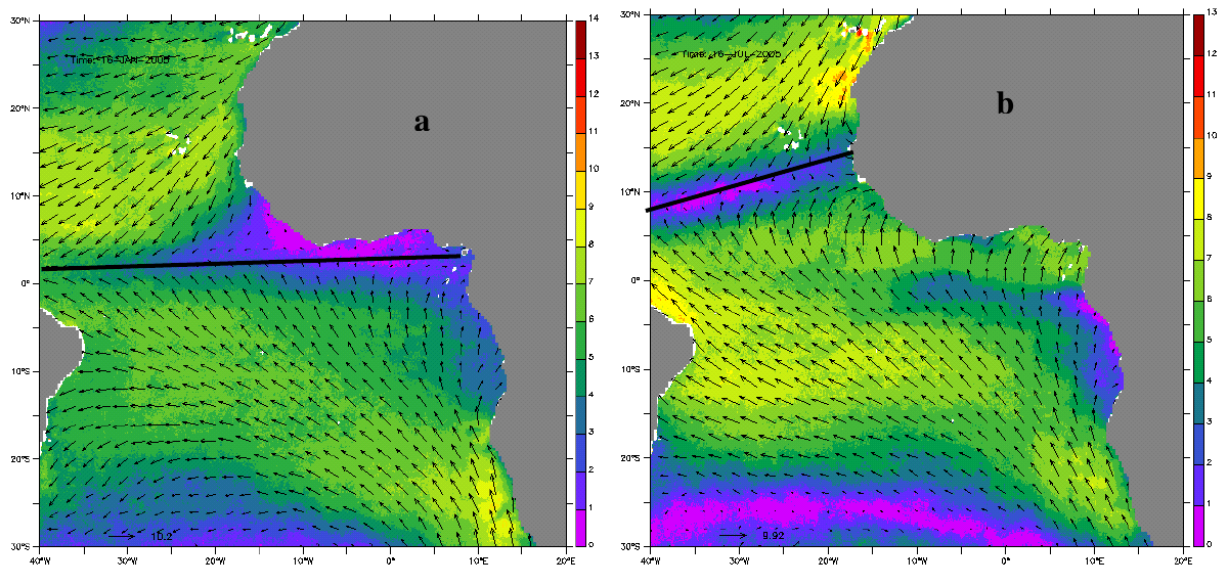


Figure 1.1: Circulation atmosphérique de surface dans l’Atlantique tropical à partir des vents (25 km de résolution) du capteur « SeaWinds» à bord du satellite QuikSCAT de la NASA. La norme de la vitesse (en couleur en m/s) et la vitesse (flèche) ; (a) en janvier et (b) en juillet et la ligne noire représente la ZCIT (Faye, 2015).

L’atmosphère et le continent se réchauffent (été) ou se refroidissent (hiver) plus rapidement que l’océan. Cette situation entraîne des gradients thermiques importants qui influencent les alizés dans les zones continentales en imposant une circulation des régions froides vers les régions chaudes.

I.1.2. Les flux de chaleur air-mer

L’océan échange de l’énergie par sa surface, sous forme d’énergie cinétique par l’action du vent, et sous forme de chaleur et d’énergie potentielle grâce à divers processus d’échange avec l’atmosphère (ex: chaleur et vapeur d’eau). Les flux de chaleur à l’interface air-mer participent considérablement à l’équilibre océan-atmosphère. En effet, l’océan perd de la chaleur par les flux de chaleur sensible, latente et infrarouge et en gagne par le flux solaire (Figure 1.2).

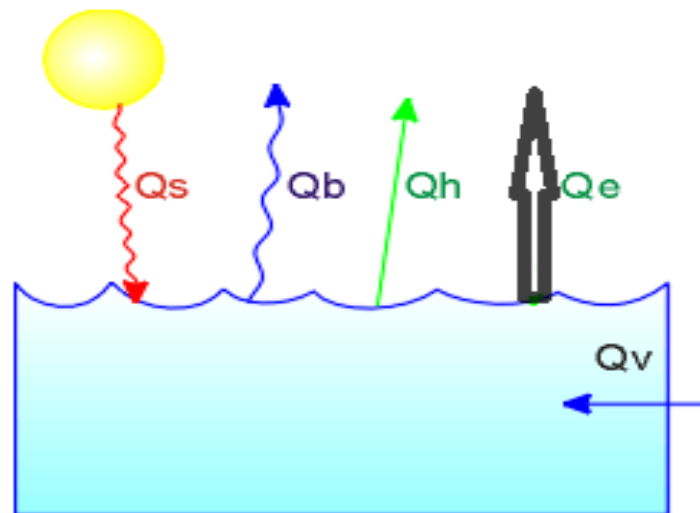


Figure 1.2: Les termes du bilan de chaleur pour une masse d'eau en contact avec l'atmosphère (webographie : Lecalve.univ-tln.fr).

- Q_s : flux de chaleur par rayonnement solaire. ($Q_s > 0$)
- Q_b : flux de chaleur radiatif de grande longueur. ($Q_b < 0$)
- Q_h : flux de chaleur par conduction et convection (flux de chaleur sensible). ($Q_h < 0$)
- Q_e : flux de chaleur par évaporation / condensation (flux de chaleur latente de vaporisation). ($Q_e < 0$).
- Q_v : flux de chaleur par transport d'eau

Le flux de chaleur total reçu par l'océan en W/m^2 est donné par $Q_t = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e$.

La tendance générale est que l'océan se réchauffe à l'équateur et perd de la chaleur aux hautes latitudes (*Figure 1.3*). La redistribution de cette chaleur se fait par transport d'eau sous forme d'un mouvement convectif (plongée des eaux les plus denses) et le bilan local est équilibré par le flux de chaleur par transport d'eau Q_v .

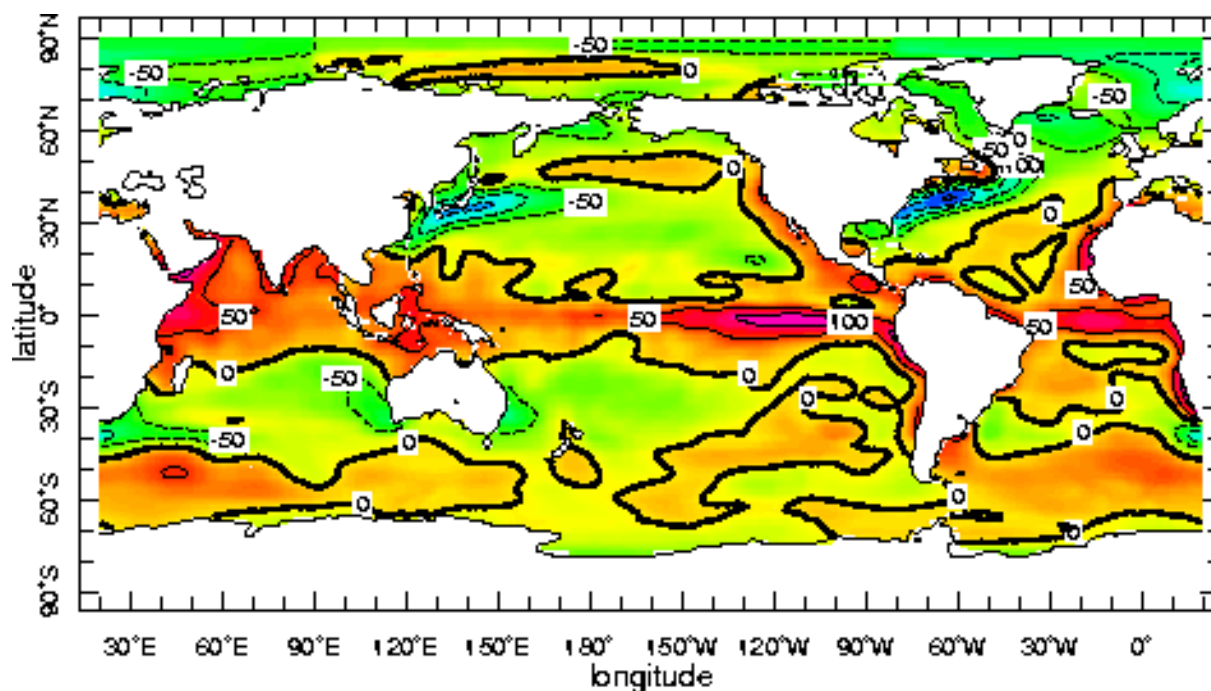


Figure 1.3: Flux de chaleur total reçu par l'océan en W/m², moyennes annuelles (Da Silva et al., 1994).

1.2. La circulation océanique

Les courants océaniques représentent des mouvements de particules d'eau dans l'océan et sont générés par les vents ou les anomalies de densité. Il existe des courants horizontaux et des courants verticaux. Ces courants sont à l'origine de nombreux processus qui conditionnent l'évolution de la SST, comme les advections des masses d'eaux ou encore la génération d'ondes par les cisaillements horizontaux et verticaux entre les différents courants.

1.2.1. La circulation océanique de surface

Elle est directement liée aux migrations des systèmes de haute et basse pressions de l'Atlantique (Açores, Sainte Hélène, dépression saharienne) qui influencent la direction et l'intensité des vents. Leur déplacement simultané fait remonter l'ensemble du système des courants vers le nord en été boréal et le fait descendre vers le sud en hiver en même temps que leurs intensités respectives se modifient. Les principaux courants de surface dans la zone Mauritanie-Sénégal-Guinée sont montrés par la *figure 1.4*.

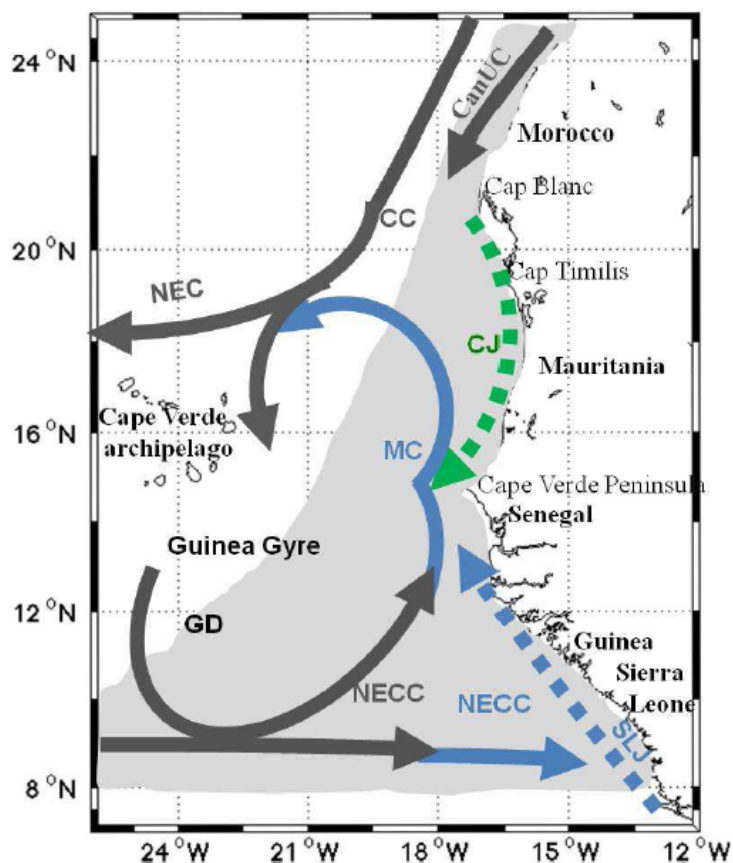


Figure 1.4: Courants de surface dans le système d'upwelling de bord Est de l'Atlantique tropical Nord. CC : Canary current ; MC : Mauritania current ; NEC: North Equatorial Current ; NECC: North Equatorial Counter-Current ; SLJ : Sierra Leone Jet ; CJ ; Coastal Jet ; GD: Guinea Dome (Faye et al., 2015 adapté de Barton, 1998).

- ❖ Le Courant Nord Equatorial (NEC pour North Equatorial Current) constitue la branche Sud de la gyre subtropicale Nord : il s'écoule vers l'Ouest dans une bande de latitudes comprise entre 12°N et 18°N avec une vitesse de 10 à 15cm/s (Bourles et al, 1999).
- ❖ Le Contre-Courant Nord Équatorial (NECC pour North Equatorial Counter Current) se dirige lui vers l'Est contre les vents dominants entre 5°N et 10°N. Sa position est liée à celle de la ZCIT.
- ❖ Le courant des Canaries (CC pour Canary Current) constitue la branche Est de la gyre subtropicale Nord. Il longe la côte africaine du Nord vers le Sud entre 30°N et 10°N. Il a une vitesse comprise entre 10 et 30 cm/s et s'écoule toute l'année vers l'équateur transportant des eaux relativement froides (Wooster et al, 1976 ; Batten et al, 2000).
- ❖ Le Dôme de Guinée (GD pour Guinea Dome) est caractérisé par une remontée de la thermocline vers la surface de l'océan.

I.2.2. La circulation verticale

Elle est caractérisée par l'upwelling qui est le terme utilisé par les scientifiques pour décrire la remontée des eaux froides profondes en surface. Ce phénomène agit donc sur la variation de la température de surface. Les upwellings apparaissent là où l'écoulement est divergent en surface comme les bords Est des océans et sont expliqués par la théorie d'Ekman. On peut observer un autre type d'upwelling le long de l'équateur ou les alizés du Nord-Est et de Sud-Est sont à l'origine d'une divergence des eaux de surface.

Le mécanisme de base permettant d'expliquer l'upwelling est expliqué par *Ekman (1905)* qui a montré que la tension du vent à la surface de l'océan provoque un courant de surface orienté à 45° vers la droite (dans l'hémisphère Nord) et vers la gauche (dans l'hémisphère Sud). L'intégration de ce courant sur la verticale donne un transport net d'eau qui porte son nom (transport d'Ekman) à 90° vers la droite (pour l'hémisphère Nord).

Le transport d'Ekman (Tr_{EK}) s'exprime en fonction de la masse volumique (ρ), de la tension du vent (τ) et du paramètre de Coriolis (f) par la formule suivante :

$$Tr_{EK} = \frac{\tau}{\rho f} \text{ avec } \tau = \rho C_D U_{10}^2$$

où C_D est le coefficient de rugosité à l'interface air-mer et U la vitesse du vent.

Lorsque le transport d'Ekman converge à la côte ou au centre d'un tourbillon les eaux plongent, donnant naissance à un downwelling. Inversement une divergence du transport d'Ekman est associée à un upwelling ; dans les deux cas la vitesse verticale d'Ekman (W_{EK}) communément appelée pompe d'Ekman est donnée par

$$W_{EK} = \frac{1}{\rho} \vec{k} \cdot \left(\vec{\nabla} \wedge \begin{pmatrix} \vec{\tau} \\ f \end{pmatrix} \right)$$

Un rotationnel du vent positif se traduit alors par une divergence des courants d'Ekman dans l'hémisphère Nord et donc par une vitesse verticale positive (upwelling).

Dans le cas des côtes du bord Est de l'Océan Atlantique où les vents dominants généralement parallèles à la côte soufflent vers l'équateur, cela induit une remontée des eaux profondes au niveau de la côte pour remplacer les eaux de surface déplacées vers le large : c'est le phénomène d'upwelling côtier (*Figure 1.5*).

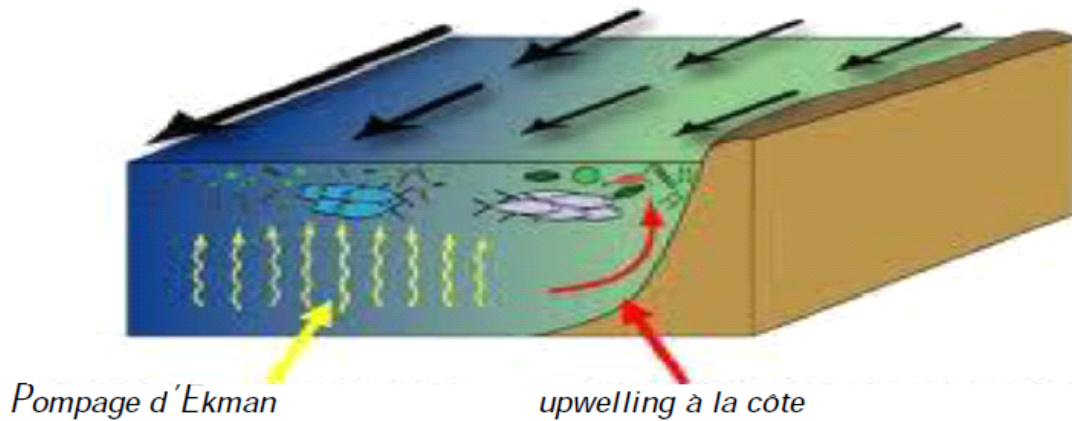


Figure 1.5: Phénomène d'upwelling à partir de la tension du vent (flèche noir) et du transport d'Ekman (Rykaczewski and Checkley, 2008).

Ce phénomène résulte donc essentiellement de la structure du champ de vent et de son orientation par rapport à la côte.

1.3. Les flux d'eau douce

Ces flux sont générés par les apports d'eau douce des fleuves, de la pluie et du ruissellement qui peuvent modifier la stratification de la couche de mélange et jouer un rôle sur le bilan de chaleur de cette couche. Le flux net d'eau douce (F_w) s'exprime comme la somme des trois termes :

$$F_w = E - P - R$$

E, P et R représentent respectivement l'évaporation, les précipitations et la somme des apports fluviaux et des autres contributions continentales.

1.4. Le cycle saisonnier et variabilité interannuelle de la SST

1.4.1. Le cycle saisonnier

Dans l'atlantique tropical, le cycle annuel de la SST est le mode de variabilité couplé océan-atmosphère dominant et est directement lié à la variabilité atmosphérique (vent et flux de chaleur) selon *Xie and Carton (2004)*.

Au mois de janvier toute la zone d'étude est marquée par un refroidissement qui est dû à la fois à une advection générale d'eaux froides du Nord vers le Sud et au refroidissement par les flux air-mer. Ce refroidissement est plus prononcé ($-4^\circ\text{C}/\text{mois}$) à la côte et s'étend un peu au

large précisément au Nord et au Sud de Dakar. Cela peut s'expliquer par le fait que sur la côte Nord le courant des canaries et la dérive d'Ekman sont quasi perpendiculaires aux isothermes.

En mars on assiste à un réchauffement (+2°C/mois) à Dakar et au Sud (10°N à 17°W) qui commence dès février (*Faye et al, 2015*).

De mai à juillet la zone est en majorité marquée par un réchauffement avec +2°C/mois à 3°C/mois à partir de la côte Nord (de Dakar au Cap Blanc), période pendant laquelle les flux de chaleur participent à réchauffer l'océan. Cependant les côtes Sud du Sénégal sont marquées par un refroidissement jusqu'en Guinée. Dans cette zone l'hivernage est déjà installé, la couverture nuageuse minimise le flux solaire, l'océan perd de l'énergie sous forme de flux turbulents pour répondre à l'équilibre thermique atmosphérique. Durant le mois de Septembre un refroidissement est noté à plusieurs endroits au Sud et sur la côte Nord. En novembre la zone d'étude est soumise à un refroidissement au Nord et un réchauffement au Sud (*Faye et al, 2015*).

I.4.2. La variabilité interannuelle

Alors que la variabilité interannuelle du Pacifique a pour moteur essentiel le phénomène El Niño, celle de l'Atlantique tropical se manifeste selon deux modes distincts :

- ✚ le premier similaire à El Niño, se caractérise par une modification du régime des vents dans l'Ouest équatorial de cet océan et des changements de la température des eaux de surface dans le Golfe de Guinée et du niveau de la mer ;
- ✚ le second se traduit par des variations de la température de l'eau dans les parties Nord et Sud du bassin Atlantique tropical de part et d'autre de la ZCIT.

De nombreuses études menées dans l'Atlantique tropical ont depuis plusieurs années montré que les principales variations climatiques qui apparaissent, tous les deux à dix ans, dans ce bassin océanique sont régies par deux processus entraînant des perturbations parfois de grande ampleur.

I.4.2.1. Le mode équatorial

Ce mode se manifeste tous les deux à quatre ans en moyenne. Il se caractérise par un épisode chaud ou un épisode froid (*Figure 1.6*). Pendant un épisode chaud, les alizés dans la partie Ouest du bassin équatorial diminuent d'intensité, parfois de manière brutale, une telle

perturbation des vents provoque la propagation vers l'Est, le long de l'équateur d'un train d'ondes océaniques situé entre la surface et 100m de profondeur environ. Rapidement ces ondes arrivent le long des côtes africaines ou elles stoppent la remontée d'eaux froides profondes (upwelling). De ce fait la SST dans le Golfe de Guinée augmente anormalement (Figure 1.7). Lors d'un épisode froid le phénomène s'inverse. Ce mode de variabilité bien que similaire à celui que l'on observe dans le Pacifique est de moindre ampleur.

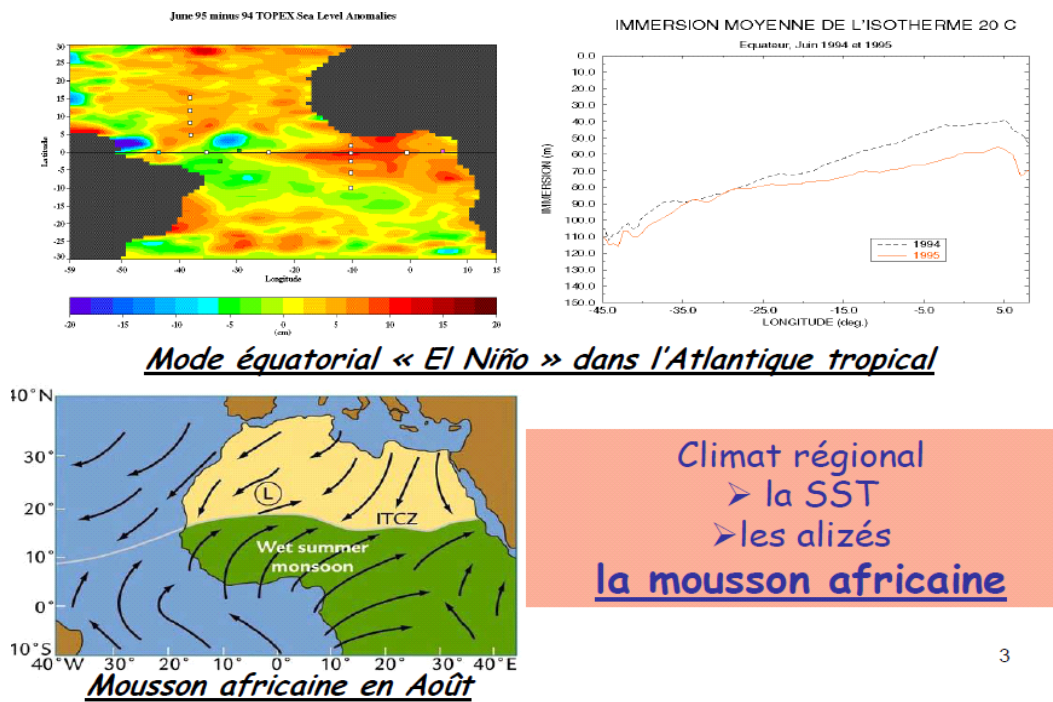


Figure 1.6: Mode équatorial et interactions avec les phénomènes atmosphériques et océaniques (Bourlés, 2008).

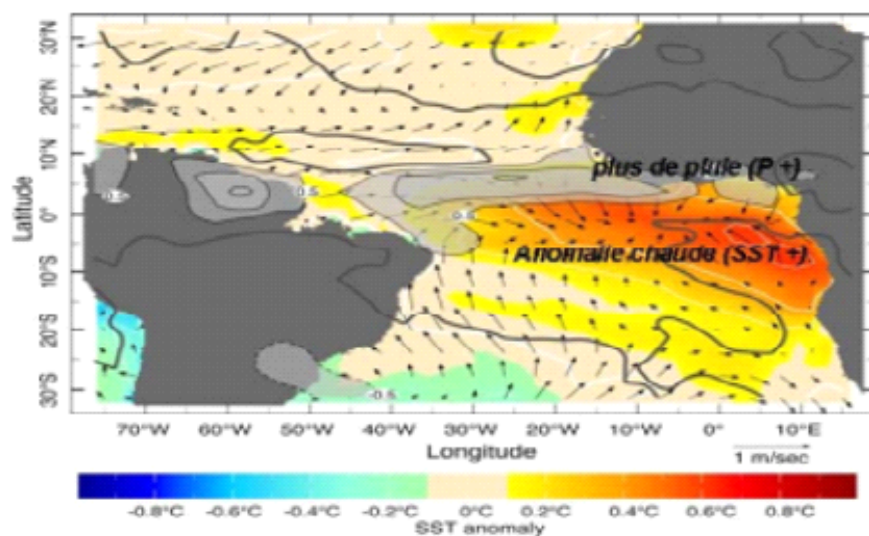


Figure 1.7: Phase chaude du mode équatorial dans l'Atlantique tropical. Les anomalies de la SST (en °C) sont en couleur, les anomalies de précipitations et des vents de surface sont représentées respectivement par les isolignes et les flèches (Bourlés, 2008).

I.4.2.2. Le mode méridien

Le second mode de variabilité observé dans l'Atlantique tropical est le mode méridien, dipolaire ou encore inter-hémisphérique (*Figure 1.8*), moins connu. Ce mode est associé à des déplacements inhabituels en latitude de la ZCIT qui est proche de l'équateur. Au cours d'une même année au gré des saisons, la ZCIT se déplace d'une dizaine de degrés du Sud vers Nord, puis du Nord vers le Sud. Sa position moyenne se situe entre 5°N à 15°N à l'Est du bassin atlantique. Des anomalies climatiques apparaissent tous les trois à dix ans quand la ZCIT se déplace de manière insistante au-delà de ses positions saisonnières habituelles. Lorsque la ZCIT se déplace anormalement vers le Nord, la température des eaux de surface augmente au Nord de la zone tandis qu'elle diminue au Sud. Ceci déclenche généralement une période de sécheresse au Nord du Brésil (Nord-Est) et de fortes pluies au Sahel. Une situation contraire apparaît lorsque la ZCIT se déplace au Sud de sa position moyenne ; la température des eaux de surface diminue au Nord de la zone tandis qu'elle s'accroît au Sud favorisant souvent d'importantes précipitations au Nord du Brésil et la sécheresse au Sahel (Illig, 2005).

Des études basées sur la modélisation ont pu mettre en évidence une liaison entre ces deux systèmes de variabilités climatique, qui s'effectue par l'intermédiaire de fluctuations atmosphériques induisant des déplacements en latitude de la ZCIT. Ces études suggèrent l'hypothèse selon laquelle les fluctuations interannuelles de la ZCIT susciteraient des variations de la force des alizés qui auraient une incidence sur les températures de surface à la fois à l'Ouest du bassin (mode équatorial) et au Nord et Sud (mode dipolaire) de la ZCIT (Illig, 2005).

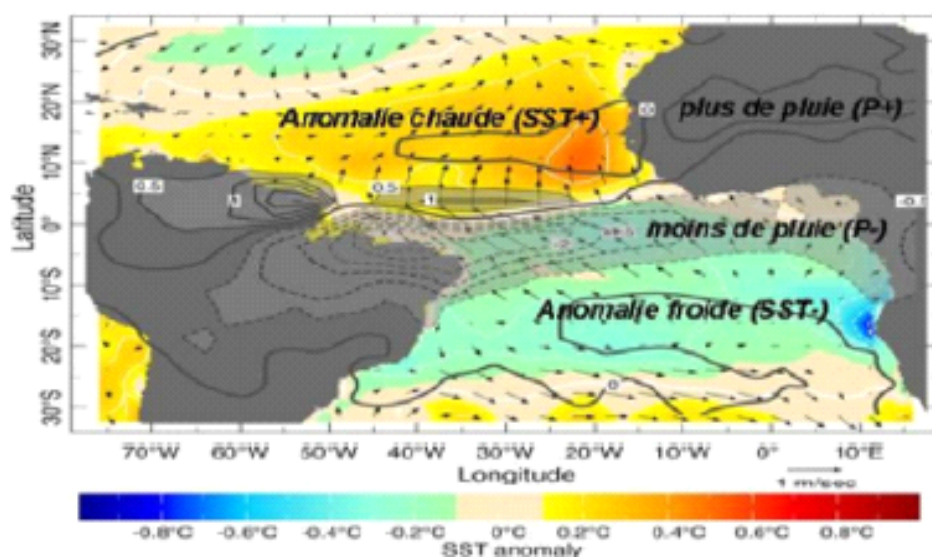


Figure 1.8: Mode dipolaire dans l'Atlantique tropical en phase positive. Les anomalies de la SST (°C) sont en couleur, les anomalies de précipitations et des vents de surface sont représentées respectivement par les isolignes et les flèches (Bourlés, 2008).

CHAPITRE II

DONNEES ET METHODES

L'objectif de cette partie est de présenter la zone d'étude, de préciser la source des données en faisant une brève description des outils et méthodes utilisés pour l'évaluation des éléments climatologiques intervenant dans la variation de la température de surface de la mer (SST) comme les termes océaniques (advection horizontale, diffusion latérale), atmosphériques (flux de chaleur air-mer). Nous disposons de deux types de données :

- ✚ des observations de SST (Rayner *et al.* 2003).
- ✚ deux simulations numériques du modèle NEMO.

II.1. Présentation de la zone d'étude

Notre étude s'effectue le long des côtes Sénégal-Mauritanie-Guinée c'est à-dire la zone comprise en latitude entre 8°N et 21°N (soit du Cap blanc en Mauritanie au Sud de la Guinée) (Figure 2.1). Au Sénégal la presqu'île du Cap Vert sépare le domaine maritime sénégalais en deux zones aux caractéristiques topographiques bien distinctes (Roy, 1992). Au niveau de la presqu'île du Cap Vert, point le plus occidental de l'Afrique, le continent s'avance vers l'Ouest, réduisant à quelques miles la largeur du plateau. La fosse de Kayar au Nord de Dakar entaille les fonds et traverse le plateau sur toute sa largeur.

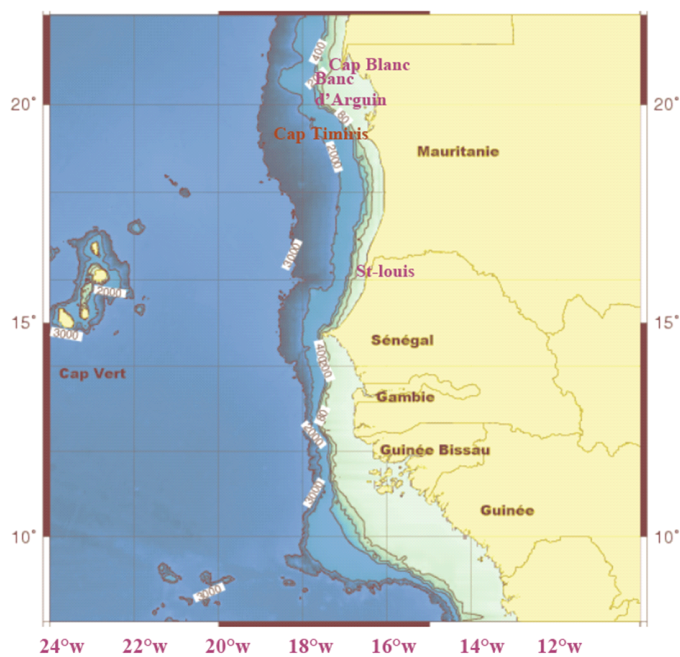


Figure 2.1: Situation géographique de la zone d'étude : bathymétrie (isolignes en m, plateau continental (vert)).(Faye,2015).

II.2. Les observations de SST

Pour mieux caractériser la température de surface de la mer (SST) dans la zone de l'upwelling sénégal-mauritanien, des observations satellitaires de SST provenant du jeu de données HadISST (*Rayner et al. 2003*) sont utilisées sur la période 1960 à 2011. La SST HadISST est produite par une interpolation optimale spatiale appliquée aux SST de la banque de données marines (principalement des traces de navires) et ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) jusqu'en 1981, ainsi qu'une combinaison de SST ajustées dérivées de satellites et in situ à partir de 1982. Ses résolutions spatiale et temporelle sont respectivement de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ en latitude-longitude et d'un mois.

II.3. La description du modèle NEMO.

Dans cette partie nous faisons une description sommaire du modèle NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean) utilisé dans la production des simulations. NEMO est une plateforme de modélisation de l'océan utilisée pour la recherche fondamentale, l'océanographie opérationnelle et les prévisions saisonnières et climatiques. La configuration régionale dénommée ATLROP025 du modèle NEMO océanique (<http://forge.ipsl.jussieu.fr/nemo-atltrop>) (*Madec 2008*) pour le bassin Atlantique tropical (58°W - 18°E , 31°N - 31°S), est exploitée dans cette étude.

Cette configuration présente une résolution horizontale de $\frac{1}{4}^{\circ} \times \frac{1}{4}^{\circ}$ (soit environ 25 km) avec une grille tridimensionnelle (ORCA025) et 46 niveaux verticaux rangés par 5 m d'épaisseur dans les 30 à 200 m de profondeur.

Les paramètres atmosphériques utilisés pour forcer le modèle NEMO-ATLROP025 sont les suivants :

- vitesse du vent à 10 m,
- température de l'air à 2 m,
- humidité de l'air à 2 m,
- radiations d'ondes courtes et longues et précipitations.

Ces données proviennent de la version DFS4.4 de l'ensemble du forçage DRAKKAR (*Brodeau et al., 2010*) pour la période 1958-2011.

Une simulation océanique interannuelle forcée avec les flux air-mer a été réalisée pour la période 1958-2011, dénommée simulation NEMO-INTER. Pour éviter les problèmes de démarrage (spin-up ou période d'équilibre du modèle), les deux premières années de la simulation ont été rejetées. Ainsi, NEMO-INTER couvre la période 1960-2011.

Une seconde simulation a été réalisée, et elle concerne seulement les années où le mode méridien a été observé. Cette simulation est forcée avec les flux de chaleur air-mer composite avec les événements typiques du mode méridien. Elle reproduit l'évolution des patterns du mode méridien et sa connexion avec le mode équatorial.

II.4. Les méthodes utilisées

L'étude est menée sur une durée de 18 mois de simulation climatologique, du mois de juillet de l'an (-1) au mois de décembre de l'an (0) du mode méridien.

A l'aide de la simulation interannuelle, nous avons construit une climatologie de 1,5 ans à pas de temps de 5 jours. Pour la simulation composite, elle a été forcée avec une climatologie de 1,5 ans à pas de temps de 5 jours, des flux de chaleur air-mer obtenus seulement lors des événements du mode méridien. La sélection de ces événements a été faite à partir de la série de la Composante Principale (PC, normalisée) du second EOF2 (Fonctions Empiriques Orthogonales). Tous les événements où la $PC > 0.5$ ou $PC < -0.5$ sont choisis pour créer les flux de chaleur air-mer pour forcer le modèle.

Pour vérifier le réalisme du modèle, nous avons fait une moyenne mensuelle climatologique de la SST simulée comparée aux données de SST observées.

Afin de mieux examiner les patterns du mode méridien dans la zone de l'upwelling sénégal-mauritanien, nous avons défini des anomalies en soustrayant la simulation climatologique non composite de la simulation climatologique composite.

Nous avons d'abord commencé par identifier l'AMM et son évolution à partir des anomalies de SST.

Ensuite nous avons regardé le bilan de chaleur climatologique et ses anomalies (liées au mode méridien) sur deux régions côtières définies au Nord et au Sud de la presqu'île du Cap Vert, avec des caractéristiques océanographiques différentes (Roy, 1989 ; Faye et al, 2015). Puis ces régions côtières sont comparées à la zone hauturière de la zone de l'upwelling sénégal-

mauritanien pour voir s'il existe une différence ou non sur le mécanisme de génération des anomalies de SST liées au mode méridien.

Enfin, des périodes choisies en fonction de la nature de l'évolution du mode, ont été définies pour mieux diagnostiquer les patterns spatiaux des anomalies du bilan de chaleur associées au mode.

Nous suivons l'approche utilisée par *Vialard et al. (1998)*, *Peter et al. (2007)* et *Jouanno et al. (2012)* où l'équation du bilan de chaleur dans la couche de mélange est partitionnée comme suit :

$$\frac{\partial SST}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}}_a + \underbrace{D_l(z)}_b + \underbrace{\frac{1}{ML} \frac{\partial ML}{\partial t} (SST - T(z = ML))}_c + \underbrace{\frac{K_z \partial T}{\partial z} (z = ML)}_d + \underbrace{\frac{Q^* + Q_s(1 - f(z = ML))}{\rho_0 C_p ML}}_e$$

ou

$$\frac{dSST}{dt} = \underbrace{\left(\overline{\langle u \cdot \partial_x T \rangle} - \overline{\langle v \cdot \partial_y T \rangle} + \overline{\langle D_l(T) \rangle} \right)}_{\text{effet courants horizontaux}} + \underbrace{\left(-\frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} (\langle T \rangle - T_{z=h}) - \overline{\langle w \cdot \partial_z T \rangle} - \frac{1}{h} \overline{\langle K_z \partial_z T \rangle}_{z=h} \right)}_{\text{effet d'upwelling}} + \underbrace{\frac{Q^* + Q_s(1 - f_{z=h})}{\sigma_0 C_p h}}_{\text{effet de l'atmosphère}}$$

Les accolades décrivent une moyenne verticale sur la couche de mélange (ML pour mixed layer). (a) représente l'advection, (b) la diffusion latérale, (c) l'entraînement à la base de la couche de mélange, (d) le flux diffusif à la base de la couche de mélange et (e) la chaleur stockée dans la couche de mélange, avec Q* le flux non solaire.

CHAPITRE 3

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Dans cette partie nous commençons d'abord par vérifier le réalisme du modèle puis nous analysons et discutons les résultats afin de voir les paramètres physiques océaniques et atmosphériques responsables de l'apparition, de l'évolution et de la disparition du mode méridien.

III.1 La validation du modèle

Le mode méridien comme étant le second mode de variabilité de SST est obtenu à partir de l'EOF2, avec un maximum de variance expliquée à 24,8% pour la SST observée et 24,6% pour la simulation, soit une différence relativement faible de 0.2% (*Figure 3.1*).

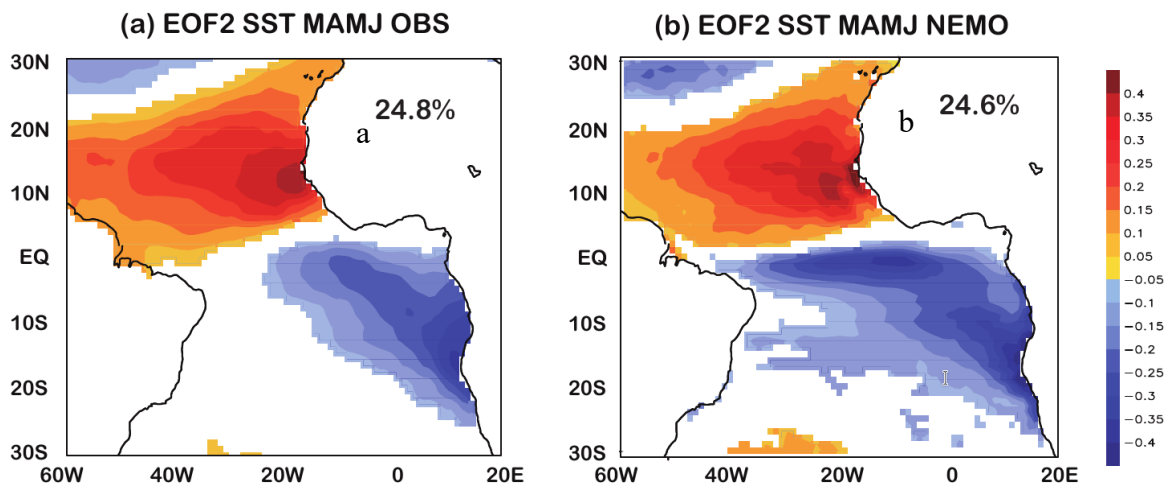


Figure 3.1: EOF2 de la série interannuelle de la SST observée (a) et simulée (b) au printemps (mars à juin).

Pour la série temporelle de la PC (*Figure 3.2*), la simulation est en accord avec les observations en termes de phasage et d'amplitude. Cependant, on note une sous-estimation du PC par le modèle en 1964, 1979 et 1991. On remarque également que le modèle a légèrement surestimé le PC en 1975, 1999, 2003 et 2008.

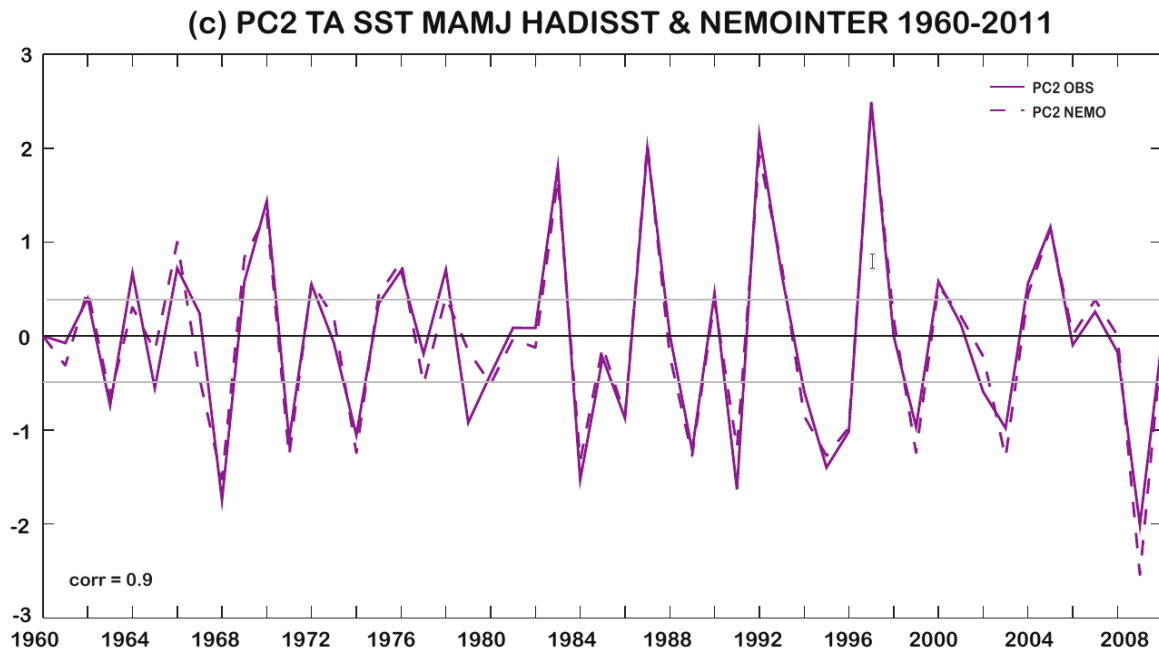


Figure 3.2: Séries chronologiques de la PC normalisées correspondant à l'EOF2.

III.2. L'identification du mode méridien

Dans cette partie, on s'intéresse à l'identification de l'AMM c'est-à-dire à l'existence d'anomalies positives de SST dans l'Atlantique tropical nord (0°N - 30°N) et d'un gradient de température entre le nord et le sud de l'équateur (30°N à 30°S).

La *figure 3.3* décrit les anomalies de SST sur une carte horizontale pendant six mois, de juillet (an -1) à décembre (an -1). L'océan y présente une légère anomalie positive environ $0,2^{\circ}\text{C}$ sur la zone côtière Nord et centre et une anomalie négative d'environ $-0,2^{\circ}\text{C}$ au niveau de l'équateur mais il n'y a pas de phénomène remarquable montrant un gradient de SST (anomalies faibles) par conséquent pas d'AMM.

La *figure 3.4* décrit les anomalies de SST sur une carte horizontale pendant six mois, de janvier (an 0) à juin (an 0).

A partir du mois de janvier, nous notons un contraste entre le Nord et le Sud traduit par l'existence d'un gradient de température de part et d'autre de l'équateur (SST chaude au Nord environ $+0,6^{\circ}\text{C}$ et froide au Sud environ $-0,6^{\circ}\text{C}$) correspondant au début du mode méridien qui se précise en février et atteint son maximum aux mois de mars et avril avant de diminuer d'intensité en mai et juin.

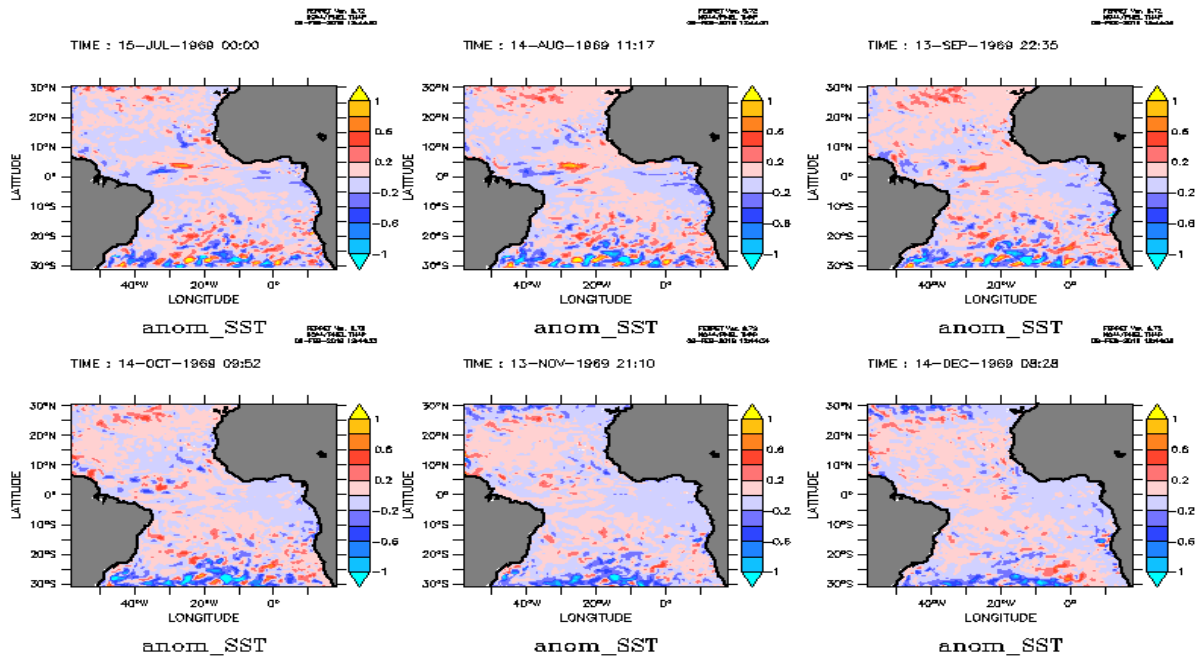


Figure 3.3: Anomalies de SST de juillet de l'an (-1) à Décembre de l'an (-1).

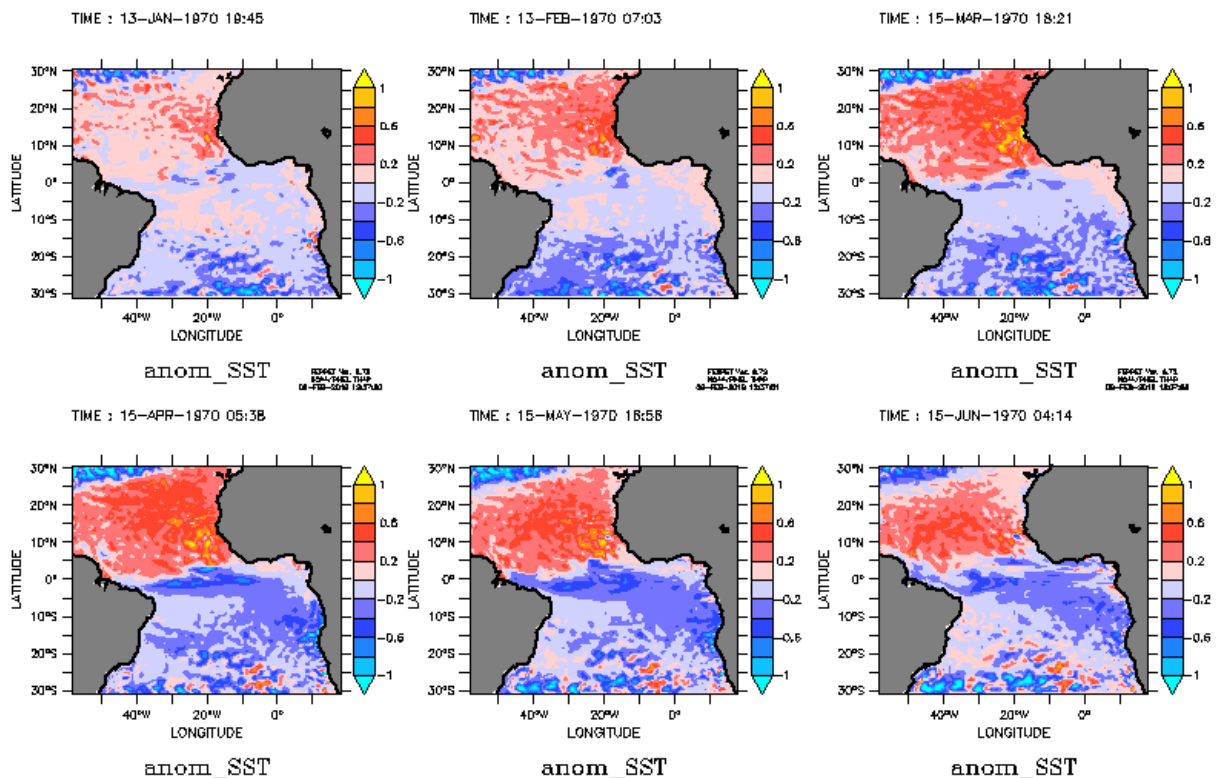


Figure 3.4: Anomalies de SST de janvier de l'an(0) à juin de l'an (0).

La *figure 3.5* décrit les anomalies de SST sur une carte horizontale pendant six mois de juillet (an 0) à décembre (an 0).

Le gradient de température précédemment observé, n'est pas remarquable excepté au mois de juillet avec une intensité relativement faible vers l'Ouest du bassin.

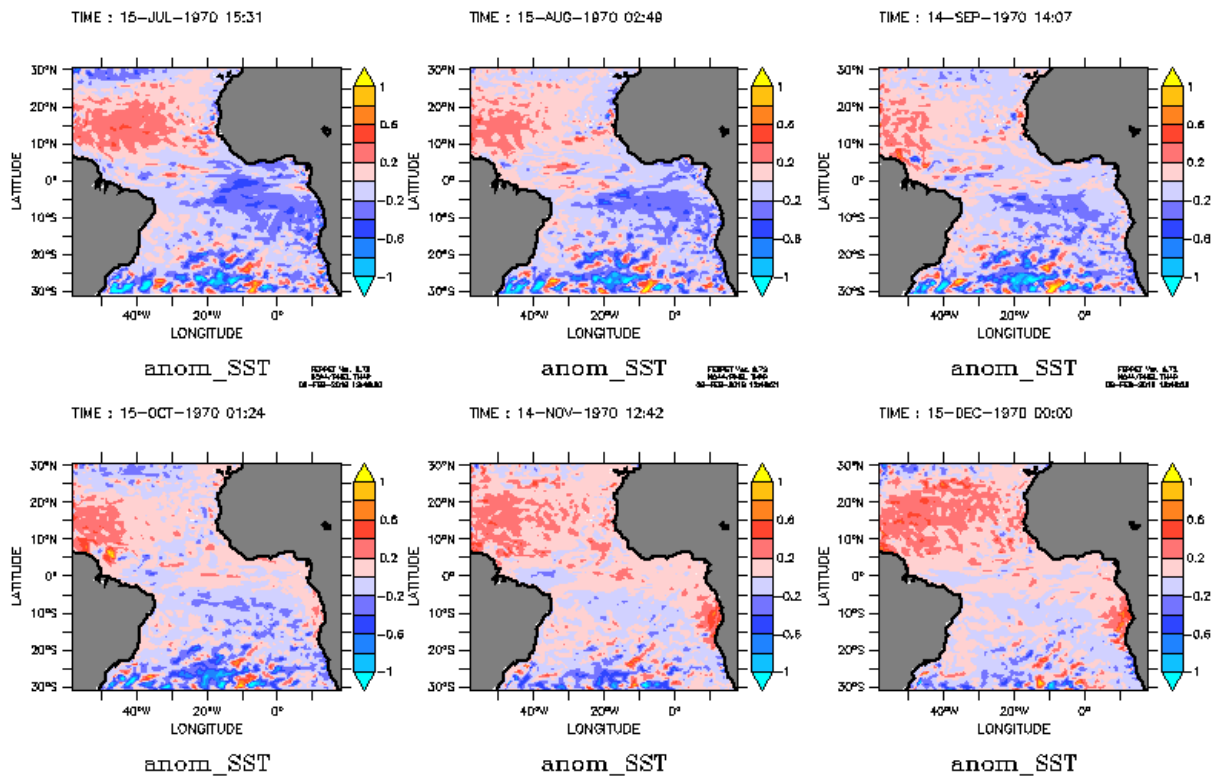


Figure 3.5: Anomalies de SST de juillet de l’an (0) à Décembre de l’an (0).

On peut par conséquent retenir que l’AMM dure six à sept mois. Depuis son apparition au mois de janvier, le phénomène est en phase de croissance jusqu’aux mois de mars et avril où il atteint un maximum et décroît pour atteindre sa valeur la plus faible vers le mois de juillet.

III.3. L’étude régionale de l’AMM

III.3.1 Les anomalies de la SST et de la MLD

Dans cette partie nous nous intéressons à l’évolution de l’AMM à partir des anomalies de la SST et de la MLD dans la région côtière et hauturière sénégalo-mauritanienne. La figure 3.6 représente l’évolution temporelle des anomalies de SST et de MLD pour les boîtes Nord et Sud des zones côtières (en haut) et hauturières (en bas) à partir du mois de juillet de l’an 0.

Nous observons des anomalies de SST négatives et faibles aussi bien dans la zone côtière (en haut) qu’hauturière (en bas), durant la période précédant l’AMM, c’est à dire entre juillet et novembre de l’an 0.

III.3.1.1. La zone côtière

A partir de décembre de l’an 0, nous avons un début de croissance des anomalies de SST qui deviennent positives à partir de janvier (Figure 3.6). Nous notons en même temps une

décroissance des anomalies de la MLD mais qui commence en décembre précédant d'un mois celle des anomalies de SST. L'évolution des anomalies de SST atteint son maximum au mois de mars (+0,6°C pour la partie Nord et +1,2°C pour la partie Sud). L'amplitude des anomalies de la MLD n'a visiblement pas d'influence sur celle des anomalies de la SST. Cependant, une diminution des anomalies de la MLD (en valeur algébrique) est associée à une augmentation des anomalies de la SST et inversement.

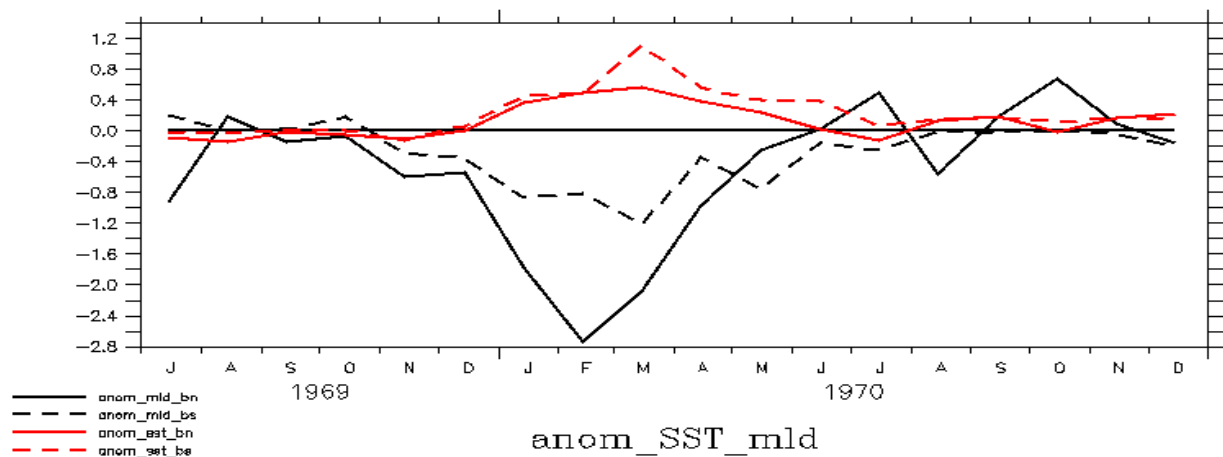


Figure 3.6: Anomalies mensuelles de la SST (rouges) et de la MLD (noires) pour la zone côtière. En pointillés la boîte Sud (16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) et en traits pleins la boîte Nord (16.5°W-18°W, 15°N-17°N).

III.3.1.2. La zone hauturière

Les anomalies de la SST évoluent de la même manière que celles de la zone côtière, mais avec des valeurs plus faibles (*Figure 3.7*). Cependant, on note une différence au niveau des anomalies de la MLD qui atteignent leur minimum en mars dans la partie Nord et avril dans la partie Sud. Elles présentent également une variation saisonnière très marquée, ce qui n'est pas constaté dans les anomalies de la SST.

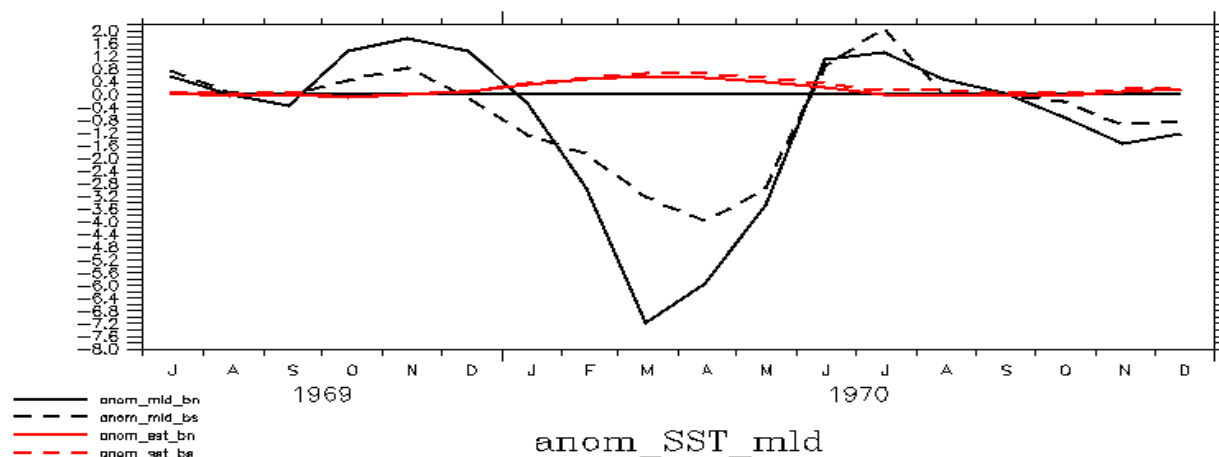


Figure 3.7: Anomalies mensuelles de la SST (rouges) et de la MLD (noires) pour la zone hauturière. En pointillés la boîte Sud ($18^{\circ}\text{W}-22^{\circ}\text{W}$, $12^{\circ}\text{N}-14.5^{\circ}\text{N}$) et en traits pleins la boîte Nord ($18^{\circ}-22^{\circ}\text{W}$, $15^{\circ}\text{N}-17^{\circ}\text{N}$).

III.3.2 Le bilan de chaleur

Dans cette partie, on examine le bilan de chaleur climatologique et les facteurs responsables des anomalies de SST associées au mode méridien. Dans la première partie, on regarde les processus océaniques et atmosphériques responsables du cycle saisonnier climatologique de la SST.

III.3.2.1. La zone côtière

Dans toute la région côtière (12°N à 17°N), la SST climatologique est marquée par un cycle saisonnier annuel aussi bien pour la zone Nord que la zone Sud (Figures 3.8a et 3.8b). On constate que le maximum de variation de la SST ($\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) se produit en juin dans la partie Nord et mai-juin dans la zone Sud. A première vue, le cycle saisonnier des variations de la SST est quasiment en phase avec les contributions des flux de chaleur air-mer, notamment dans la zone Nord (Figure 3.8a).

La phase de refroidissement commence en septembre et est liée à la fois au refroidissement par la dynamique océanique et aux flux air-mer dans la partie Nord (Figure 3.8a) alors que dans la partie Sud (Figure 3.8b) elle est entièrement entraînée par le refroidissement dû aux flux air-mer. Le maximum de refroidissement ($-2.5^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) est noté en octobre dans la partie Nord et en décembre dans la partie Sud.

L'advection horizontale ainsi que la diffusion verticale tendent à réchauffer la SST de la couche de mélange durant la période de refroidissement dans la partie Sud (Figure 3.8.b). Cela est seulement observé en novembre-décembre par diffusion verticale dans la région côtière Nord (Figure 3.8.a).

La deuxième période qui correspond à la phase de réchauffement est à la fois entraînée par la dynamique océanique et la contribution des flux de chaleur air-mer. Paradoxalement, le maximum du refroidissement par l'upwelling côtier coïncide avec le début de la phase de réchauffement en avril, qui atteint son maximum en mai-juin et qui est lié à la fois aux maxima du réchauffement par l'advection horizontale et par les flux air-mer (Figures 3.8a et 3.8b).

Dans la zone côtière Sud, durant la dernière partie de la phase de réchauffement, en juillet et août, les variations de SST sont entraînées par la dynamique océanique au moment où les flux de chaleur air-mer tendent à refroidir la couche de mélange (Figure 3.8b).

Sur les Figures 3.8c et 3.8d, nous remarquons que le cycle saisonnier des anomalies de SST associées à l'AMM dans la région n'est pas tout à fait en phase avec la contribution des flux de chaleur air-mer comme observé dans le cycle saisonnier climatologique de la SST. En effet, il est quasiment contrôlé par la dynamique océanique via l'advection horizontale dans la partie Sud et dans une moindre mesure par la contribution des flux air-mer dans la partie Nord.

Durant la période de croissance de l'AMM, la phase de réchauffement de janvier à mars, est liée à la fois au réchauffement par l'advection horizontale et par les flux de chaleur air-mer. Par contre, dans la partie Sud, c'est uniquement en mars que l'advection domine entièrement ce réchauffement au moment où la contribution par les flux air-mer tend à refroidir (Figure 3.8d).

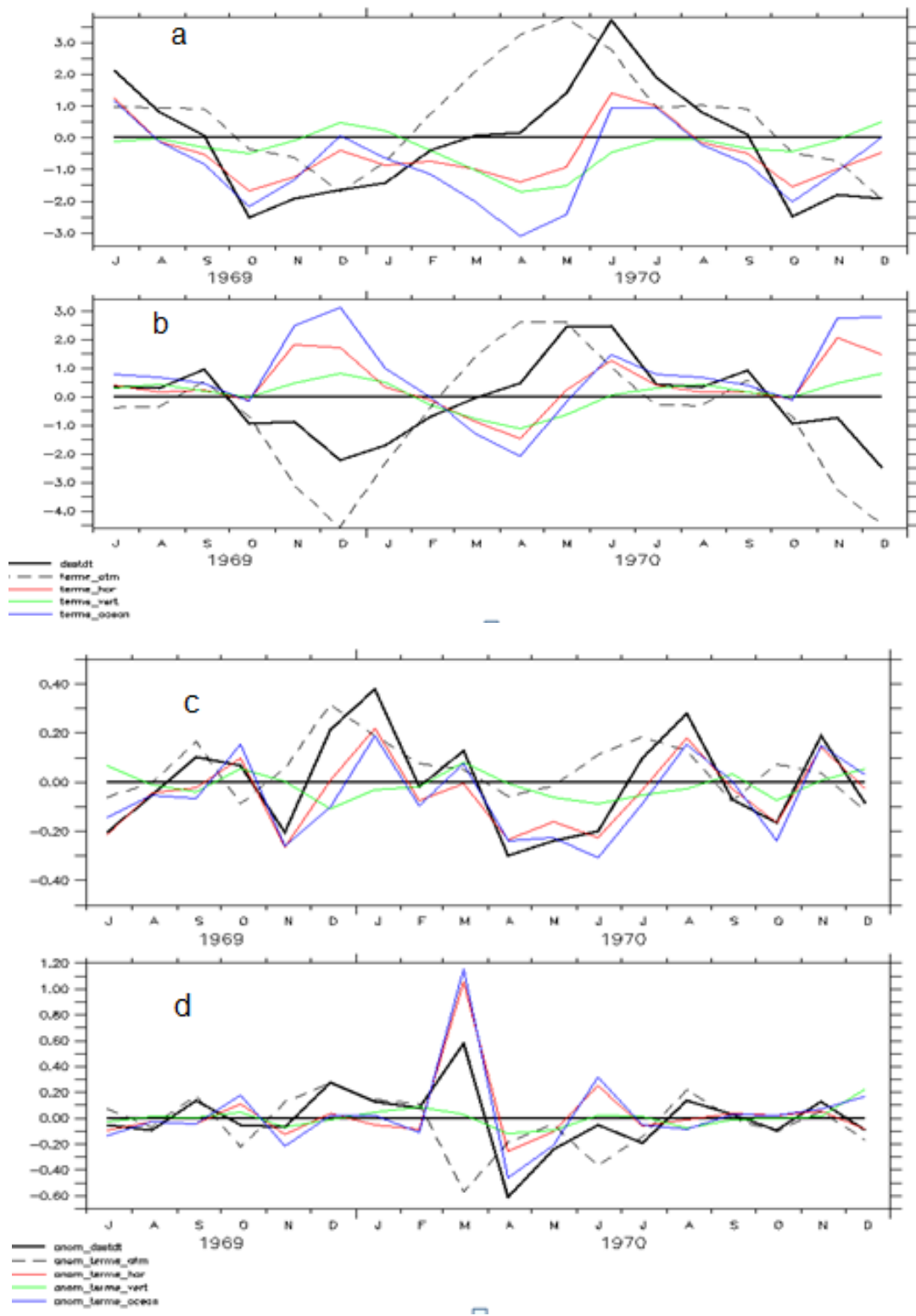


Figure 3.8: Bilan de chaleur (a et b) et anomalies du bilan de chaleur (c et d) pour les boîtes Nord (a et c : 16.5°W-18°W, 15°N-17°N) et Sud (b et d : 16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) de la zone côtière. (—) Bilan ; (- - -) terme atmosphérique ; (—) Terme océanique ; (—) terme horizontal ; (—) Terme vertical.

III.3.2.2. La zone hauturière

La variation de la SST dans cette partie (*figures 3.9*) présente globalement une similitude avec celle de la zone côtière mais elle est beaucoup plus fortement entraînée par les flux de chaleur air-mer. En effet, durant la phase de refroidissement de septembre à février, avec un minimum ($-2,5^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) en novembre-décembre, la contribution des flux air-mer est atténuée par le réchauffement de la dynamique océanique, principalement l'advection horizontale (*figures 3.9.a et 3.9.b*).

De mars à août, les processus océaniques sont quasiment sans effet du fait de la neutralité entre le réchauffement par les processus horizontaux et du refroidissement par les processus verticaux, en particulier dans la partie Sud (*figure 3.9.b*). Dans la zone hauturière Nord, l'effet additif du refroidissement par l'advection horizontale et la diffusion verticale, de mars à juillet a légèrement atténué le réchauffement des flux air-mer. Une seconde analyse des panneaux a et b de la *figure 3.9* montre que les processus océaniques sont quasiment contrôlés par l'advection horizontale qui s'oppose souvent à l'effet de la diffusion verticale dans la zone Nord.

La variation des anomalies de SST au large est globalement entraînée par l'effet des flux de chaleur air-mer (*figures 3.9.c et 3.9.d*). L'augmentation des anomalies positives de SST associée à la phase croissante de l'AMM (janvier à avril) est conduite à la fois par le réchauffement accru des flux de chaleur air-mer et la diminution progressive du refroidissement de l'effet advectif (*figures 3.9.c et 3.9.d*). Entre avril et juillet la décroissance de l'AMM, correspondant à la diminution des anomalies positives de SST est conduite par les effets additifs du refroidissement par les flux de chaleur air-mer et la dynamique océanique via l'advection horizontale, précisément dans la partie Nord (*figure 3.9.c*). Toujours dans la même partie, d'août à septembre la variation des anomalies de SST est dominée par l'advection horizontale du fait du réchauffement par les flux air-mer compensé par le refroidissement des processus verticaux.

Dans la partie Sud la diminution des anomalies positives de SST d'avril à juillet est entièrement entraînée par la contribution des flux air-mer qui est légèrement amortie par le réchauffement des processus océaniques via l'advection horizontale (*figure 3.9d*).

Avant la phase de l'AMM d'octobre à décembre on note une légère augmentation des anomalies positives de SST. Cela est lié au réchauffement par les processus océaniques qui sont fortement atténués par le refroidissement des flux de chaleur air-mer.

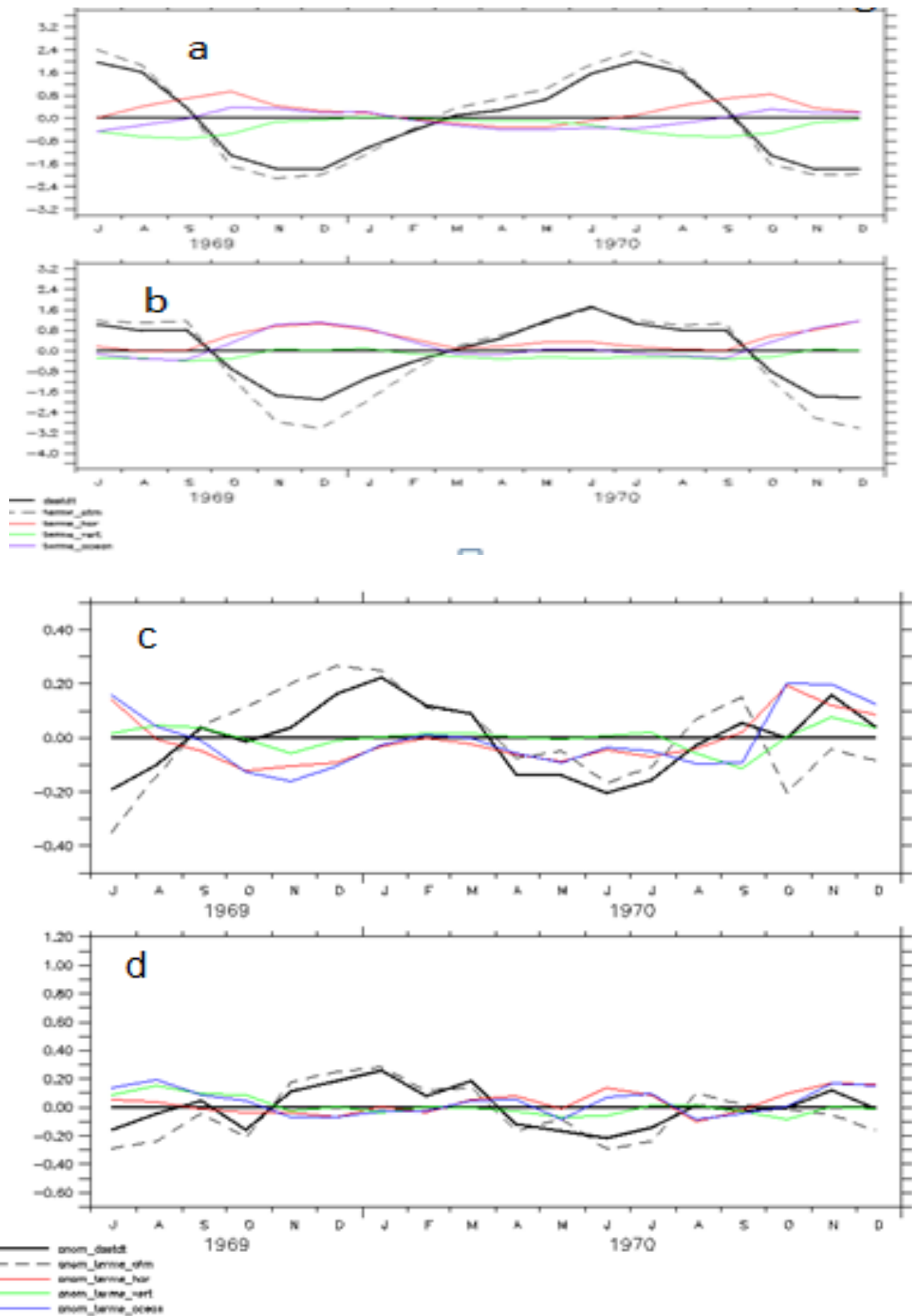


Figure 3.9: Bilan de chaleur (a et c) et anomalies du bilan de chaleur (b et d) pour les boîtes Nord (a et c : 16.5°W-18°W, 15°N-17°N) et Sud (b et d : 16.5°W-18°W, 12°N-14.5°N) de la zone hauturière.

(— $heat_{dt}$) Bilan ; (- - - $term_{atm}$) terme atmosphérique (— $term_{ocean}$) Terme océanique ; (— $term_{hor}$) terme horizontal (— $term_{vert}$) Terme vertical.

III.3.3 La variabilité spatio-temporelle de l'AMM

III.3.3.1. La phase pré-AMM (SON)

La *figure 3.10* représente les termes du bilan de chaleur moyennés sur la période septembre à novembre. La température dans la couche de mélange est marquée par un refroidissement dans la grande partie de la zone d'étude, cependant dans la partie Sud-Est, nous observons un réchauffement de la couche de mélange (Figure 3.10a). Dans la partie strictement côtière, le refroidissement est assuré par le terme océanique comprenant à la fois l'advection horizontale et la diffusion verticale (Figures 3.10b, 3.10d et 3.10e). Le renforcement du refroidissement côtier par la diffusion verticale est dû à une importante diffusivité verticale qui s'explique par la dynamique de l'upwelling côtier générant un intense cisaillement du courant à la base de la couche de mélange. Le refroidissement advectif côtier est également généré par le courant côtier lié à l'upwelling (Faye *et al.*, 2015). La contribution des flux de chaleur air-mer tend à réchauffer les eaux côtières (Figure 3.10c). Au Sud nous observons un bilan de chaleur positif de la SST avec un terme océanique réchauffant malgré un refroidissement du terme vertical. Le réchauffement advectif dans la partie Sud à l'Est des îles du Cap-Vert est respectivement lié au NECC et sa branche Nord (Mauritanie) qui est importante durant cette période (Kounta *et al.*, 2018). Malgré, le réchauffement océanique au large, le refroidissement lié à la perte de chaleur par effet d'évaporation domine la diminution de la SST.

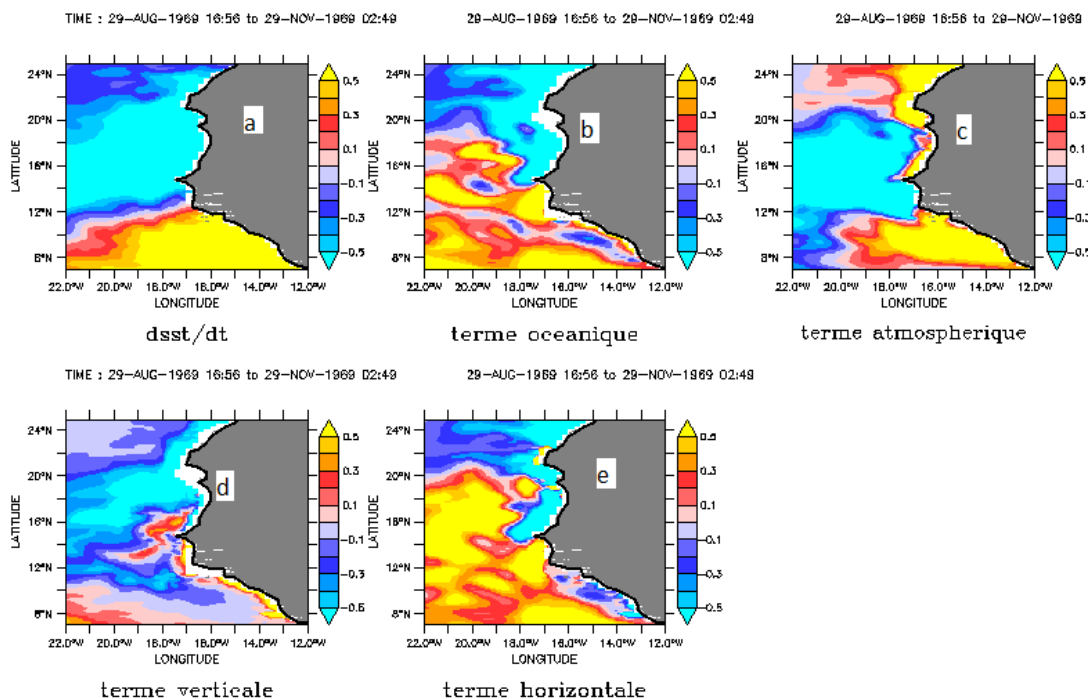


Figure 3.10: Termes du bilan de chaleur moyennés sur la période septembre à novembre : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.

La *figure 3.11* représente les termes de l'anomalie du bilan de chaleur moyennés sur la période septembre à novembre. L'océan est caractérisé par une faible anomalie négative de la SST (0 à -0.2°C), la température dans la couche de mélange est marquée par un refroidissement dans une grande partie de la zone d'étude (*Figure 3.11a*). Au voisinage de la côte, l'anomalie est assurée par le terme océanique, avec le refroidissement de l'advection horizontale (*Figures 3.11b, 3.11d et 3.11e*) combiné à l'anomalie positive du terme atmosphérique.

Donc on observe ici une faible anomalie du cycle saisonnier du bilan de chaleur.

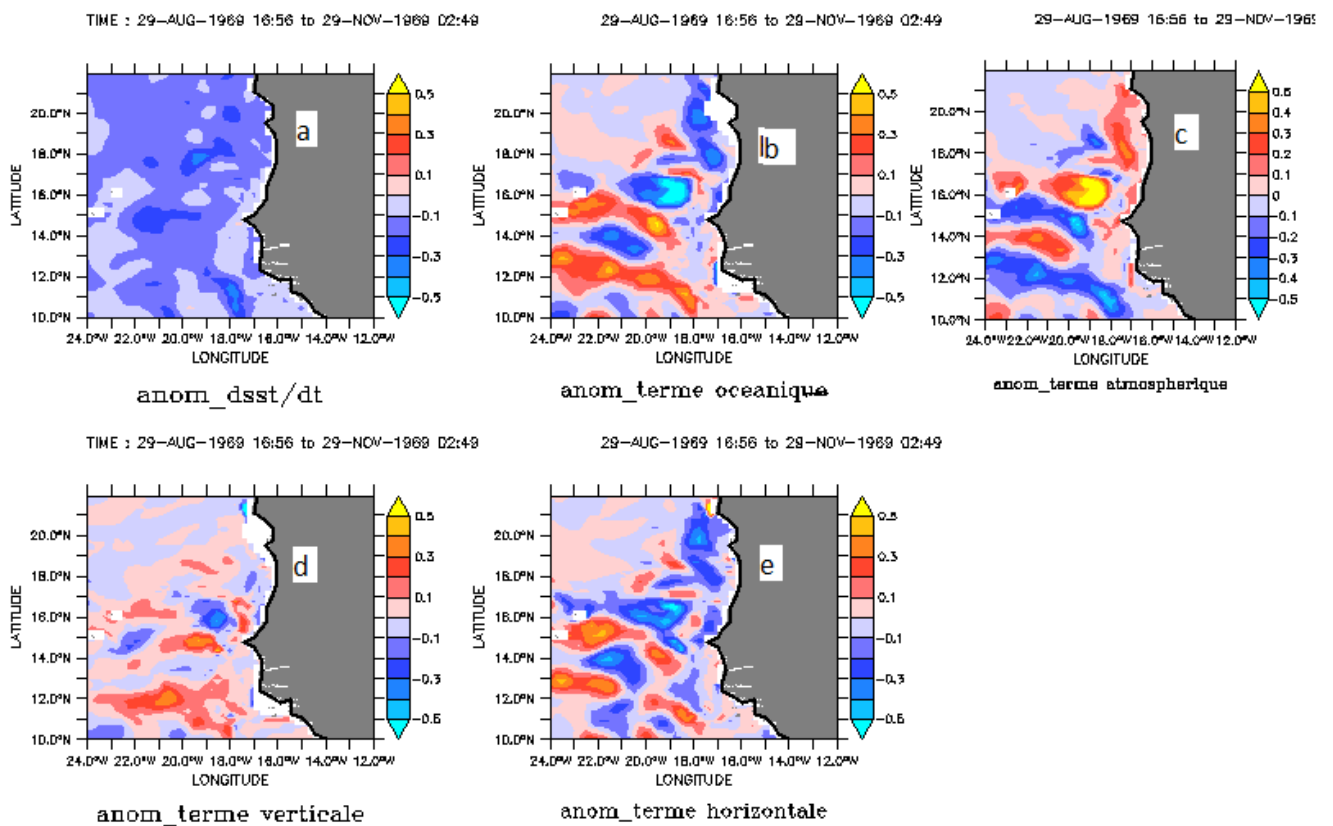


Figure 3.11: Anomalies du bilan de chaleur moyennés sur la période septembre à novembre : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.

III.3.3.2 Phase de croissance ou d'installation de l'AMM (DJF)

De décembre à février, la température dans la couche de mélange est marquée par un refroidissement dans toute la zone d'étude (*figure. 3.12a*). Ce refroidissement est dominé par le terme atmosphérique (*figure. 3.12c*) malgré un terme océanique qui tend à réchauffer dans la partie Sud et au large de la presqu'île du Cap-Vert (*figure. 3.12b*) à travers l'advection

horizontale et l'advection verticale (figure. 3.12d et 3.12e). Dans la partie strictement côtière, le refroidissement est aussi assuré par la contribution du terme océanique au Nord : période caractérisée par une intense activité du courant des Canaries qui amène les eaux froides « upwellées » de surface du Nord. Donc l'atmosphère refroidit et l'océan réchauffe vers le Sud, on peut dire que la contribution atmosphérique froide commande le bilan.

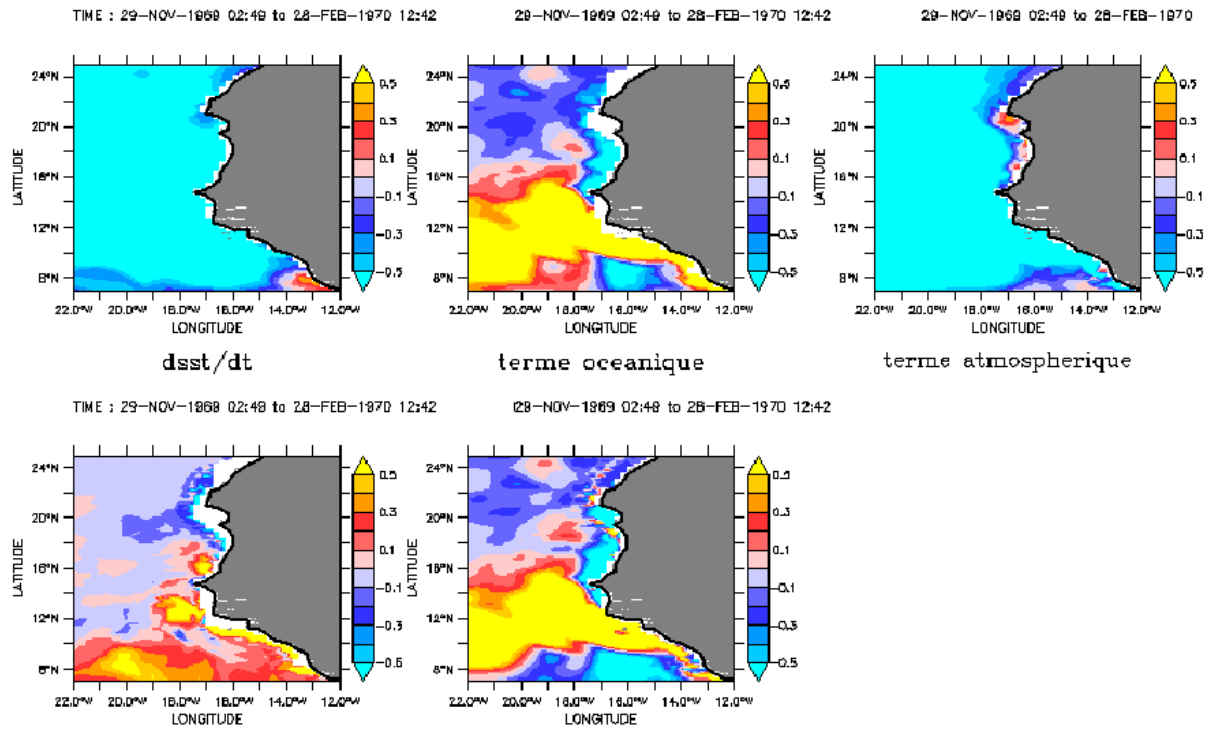


Figure 3.12: Bilan de chaleur moyenné sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.

En période d'AMM nous observons une anomalie très positive du bilan de chaleur sur toute la zone d'étude (Figure 3.13). Cette période correspond à un affaiblissement de l'upwelling dû à un relâchement des alizés. L'atmosphère a tendance à réchauffer tandis que l'océan résiste avec un refroidissement au Sud.

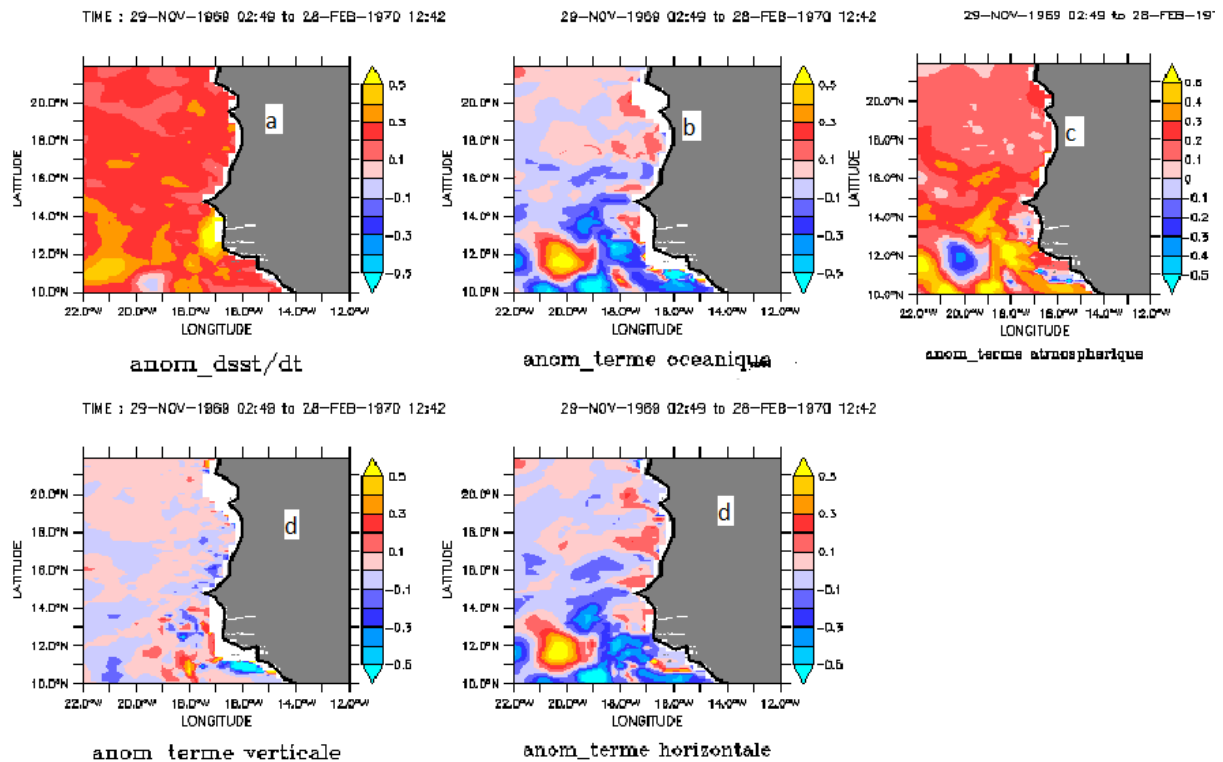


Figure 3.13: Anomalies du bilan de chaleur moyennés sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.

III.3.3.3. La phase de décroissance (AMJ)

Entre avril et juin la température de la couche de mélange est marquée par un réchauffement dans toute la zone d'étude, la climatologie non composite saisonnière montre un bilan positif de la SST (+0,5°C) en faisant la moyenne sur les trois mois (*Figure 3.14*). Parallèlement nous observons un terme atmosphérique amenant beaucoup de chaleur (0,5°C) qui accompagne ce bilan malgré un terme océanique relativement froid dans la partie Nord dominée par l'advection verticale et chaude dans la partie située au Sud-Ouest du Cap-Vert dominée par l'advection horizontale.

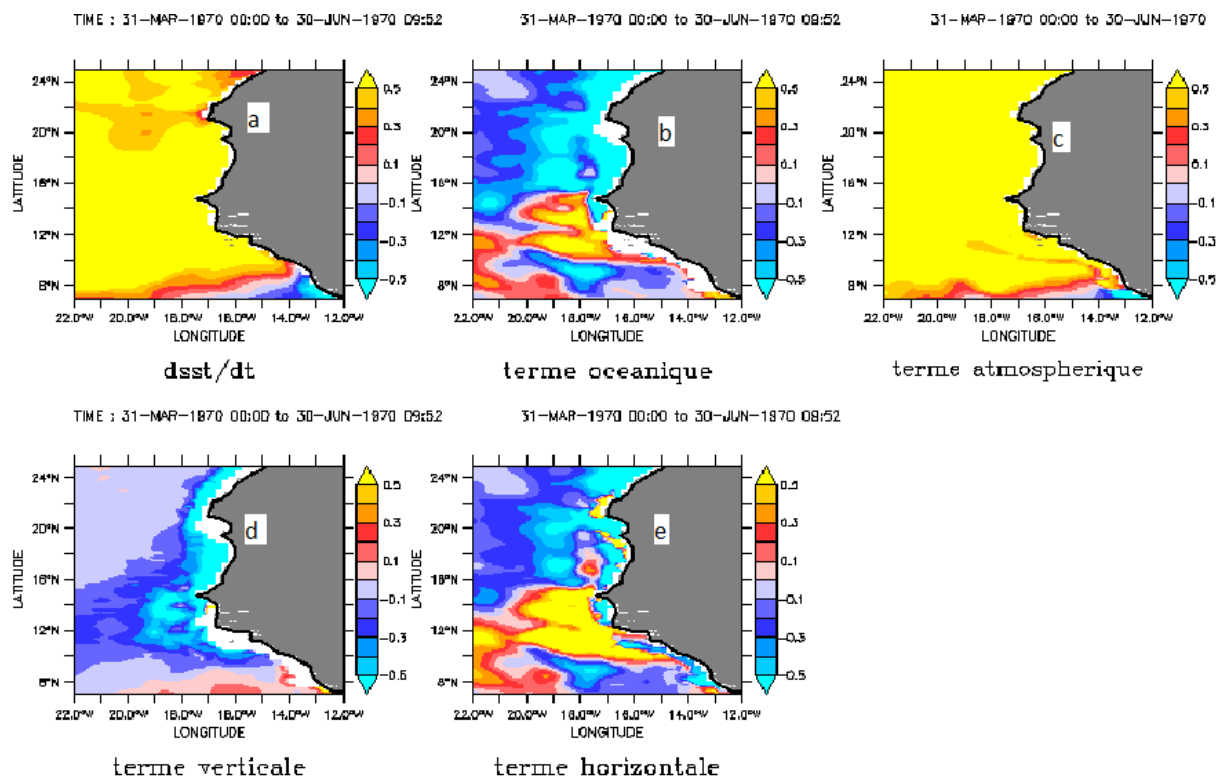


Figure 3.14: Bilan de chaleur moyenné sur la période Avril à Juin : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal.

Sur la même période nous observons une anomalie négative du bilan de chaleur correspondant dans la zone d'étude, qui est cependant plus marquée dans la zone Sud ($-0,2^{\circ}\text{C}$) accompagnée par une anomalie du terme atmosphérique assez froide ($-0,2^{\circ}\text{C}$) (Figure 3.15).

Le terme atmosphérique est prépondérant et l'océan perd de la chaleur durant la phase de décroissance.

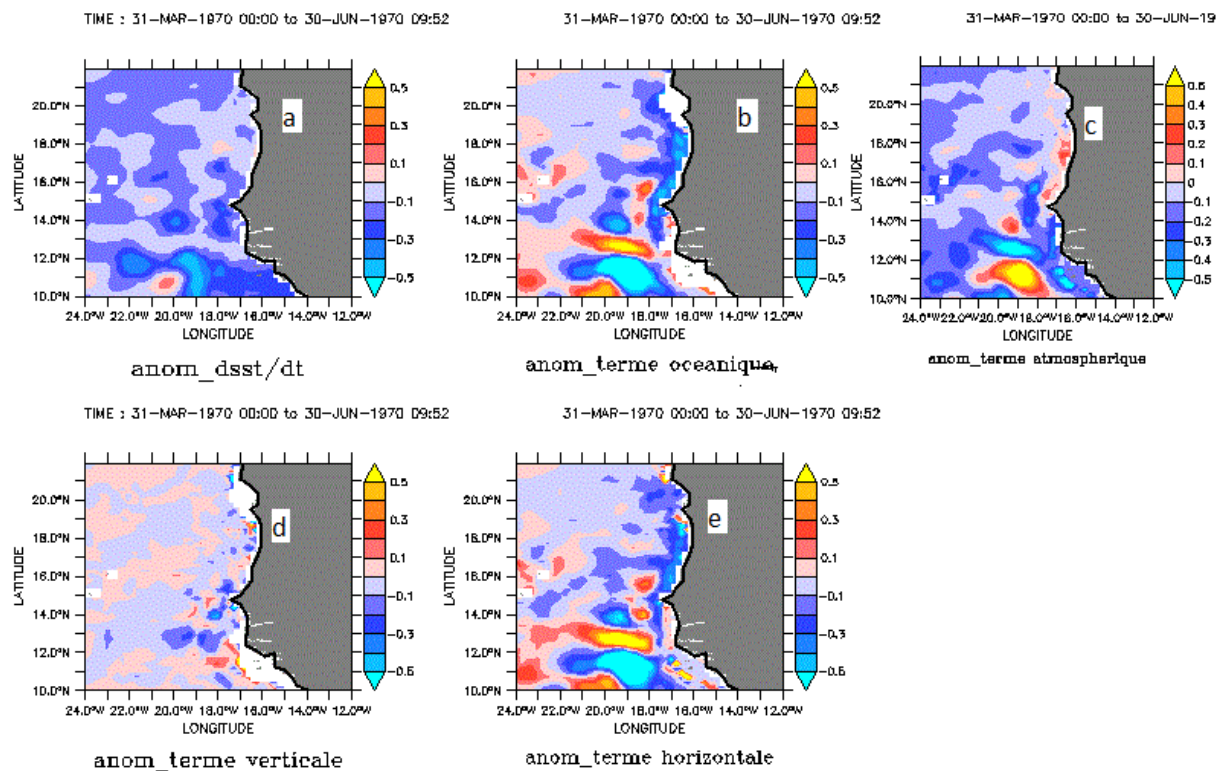


Figure 3.15: Termes de l’anomalie du bilan de chaleur moyennés sur la période décembre à février : (a) variation de la SST, (b) terme océanique, (c) terme atmosphérique, (d) terme vertical, (e) terme horizontal

Nous retiendrons pour ces études que les anomalies les plus remarquables sont observées entre janvier et juin de l’an 0 avec un maximum situé généralement aux mois de mars et avril correspondant au printemps boréal. Notre étude concernant les anomalies, sera surtout concentré sur cette période et correspond à la période d’anomalie du mode méridien. Ces résultats sont en accord avec la plupart des auteurs comme *Oettli et al. (2016)*.

Nos études montrent donc une certaine perturbation du phénomène d’upwelling car d’après *Faye et al. (2015)*, les mois de février, mars et avril correspondent à la période d’intensité maximale de l’upwelling qui participe beaucoup au refroidissement de la zone côtière et qui correspond ici à la phase de croissance de l’AMM.

Les observations faites sur la même période montrent une anomalie de la couche de mélange et de la température de surface de la mer. Ces études confirment *Oettli et al. (2016)* sur l’existence d’un couplage océan-atmosphère sur la côte Atlantique Est nommé « Dakar Niño » et qui situerait ce phénomène entre décembre-janvier et juillet-août avec un maximum au printemps boréal, plus particulièrement aux environs du mois de mars. Les mêmes résultats

sont mentionnés par *Illig (2005)* qui parle de l'existence du phénomène AMM qui atteint sa valeur maximale au printemps boréal.

Nos résultats viennent appuyer l'idée de l'existence du mode méridien caractérisé par un réchauffement durant la phase de croissance de l'AMM de janvier à mars et un refroidissement caractérisé par un refroidissement ou bilan négatif (*figure 3.12*) de mars à juin qui est attesté par *Oettli et al. (2016)*.

Toutes nos études montrent que l'anomalie du mode méridien s'accompagne d'une perturbation du phénomène d'upwelling, et l'anomalie la plus forte est observée durant les mois de février-mars-avril correspondant d'après *Faye et al. (2015)* à la période d'intensité maximale de l'upwelling. Cette perturbation est due en grande partie au forçage atmosphérique et présente un comportement plus marqué au Sud de la presqu'île du Cap-Vert qu'au nord.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Notre étude qui porte sur l'analyse des anomalies de la SST liées au mode méridien, dans l'upwelling sénégal-mauritanien, a permis de montrer que le mode méridien s'établit sur environ six mois de janvier à juin, atteint une intensité maximale aux mois de mars et avril. L'évolution de ce mode s'accompagne de la variabilité de certains paramètres océaniques comme la profondeur de la couche de mélange et la perturbation du système d'upwelling. Notre étude a pu établir que le moteur principal du phénomène est le paramètre atmosphérique, même si l'océan participe à cette variation.

Cette étude montre également que le mode méridien évolue de la même manière dans les parties Nord et Sud de Dakar, mais est plus intense au Sud qu'au Nord. Une des causes possibles de cette intensité au Sud pourrait s'expliquer par la faible perturbation de l'upwelling et peu d'approfondissement de la couche de mélange dans cette partie.

Les causes du pic d'anomalies positives au mois de mars dans les parties Nord et Sud de la zone d'étude différent. En effet, si au Nord il est dû à une combinaison des termes atmosphériques et océaniques, au sud il est exclusivement dû au terme océanique par l'intermédiaire de l'advection horizontale présentant un terme très positif tandis que le terme atmosphérique essaie plutôt de refroidir l'océan. Dans cette étude de la variation de l'anomalie de la SST côtière, nous observons un affaiblissement prononcé du terme vertical, caractérisé par une forte perturbation du phénomène d'upwelling.

Au large de la zone d'étude les variations de la SST observées sont relativement faibles, sans doute dues à la faible variation de l'upwelling qui est un phénomène observé à proximité des côtes. Par contre, la variation de la SST au large, est surtout commandée par les flux atmosphériques et océaniques au gré des saisons, mais sans apport du terme vertical.

Au large, bien que les tendances ressemblent beaucoup à celles côtières, elles sont de moindre ampleur et sont surtout dominées par les flux air-mer, la contribution océanique étant pratiquement négligeable.

En perspectives, il serait intéressant :

- d'étudier les interactions entre les deux modes existants : le mode méridien et le mode équatorial ;
- de voir, au-delà des impacts climatiques, quels sont les conséquences économiques et environnementales de ces anomalies sur la vie des populations limitrophes ;
- étudier les causes internes et externes de ces anomalies et éventuellement leur impact sur les autres continents mais surtout sa récurrence dans le contexte du réchauffement climatique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ❖ Barton E. D. (1998). Eastern boundary of the North Atlantic : Northwest Africa and Iberia. Coastal segment (18, E). In Robinson, A.R. & Brink, K.H. (eds), *The sea : The Global Coastal Ocean*, volume **11**, pages 633–657. Wiley.
- ❖ Batten, M. L., J. R. Martinez, D. W. Bryan, and E.J. Buch (2000). A modeling study of the coastal eastern boundary current system off Iberia and Morocco. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 14173-14195.
- ❖ Boulès B., Y. Gouriou and R. Chuchla (1999). On the circulation in the upper layer of the Western equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **104** (C9), 21151-21170. ISSN 0148-0227.
- ❖ Boulès, B. (2008). Cours d'introduction à l'océanographie. *Master2 d'Océanographie Physique et Application*, CIPMA, Chaire UNESCO, 193p.
- ❖ Brodeau, L., B. Barnier, T. Penduff, A.-M. Treguier and S. Gulev (2010). An ERA40 based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modeling*, **31**, 88-104.
- ❖ Da Silva, A., C. Young, and S. Levitus (1994). *Atlas of Surface Marine Data 1994*. Vol. 3: Anomalies of Fluxes of Heat and Momentum. NOAA Atlas NESDIS 8. U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., pp. 413.
- ❖ Ekman, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.*, **2**, 1–53.
- ❖ Faye, S., A. Lazar, B. A. Sow and A. T. Gaye (2015). A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-eastern Tropical Upwelling System. *Front. Phys.* **3** (76). doi: 10.3389/fphy.2015.00076.
- ❖ Foltz, G. R. and K. Balaguru (2016). Prolonged El Nino conditions in 2014-2015 and the rapid intensification of Hurricane Patricia in the eastern Pacific. *Geophysical Research Letters*, **43** (19), 10347-10355.

- ❖ Illig, S. (2005). Variabilité basse fréquence de l'Atlantique tropical : Rôle de la dynamique océanique équatoriale et influence d'ENSO. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier - Toulouse III*, 182 p.
- ❖ Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J.-M. Molines, and J. Candela (2012). Seasonal and interannual modulation of the eddy kinetic energy in the Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 2041–2055.
- ❖ Kounta L., X. Capet, J. Jouanno, N. Kolodziejczyk, B. Sow, A. T. Gaye (2018). A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical North Atlantic. Part 1 : the poleward slope currents along West Africa. *Ocean Science*, **14** (5), 971-997. ISSN 1812-0784.
- ❖ Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Institut Pierre-Simon Laplace. *Note du Pole de Modélisation* No. **27**, 367p.
- ❖ Nobre, P. and J. Shukla (1996). Variation of Sea Surface Temperature, Wind Stress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, **9**, 2464-2479
- ❖ Oettli, P., Y. Morieka and T. Yamagata (2016). A Regional Climate Mode Discovered in the North Atlantic: Dakar Niño/Niña. *Sci. Rep.* **6**, 18782; doi: 10.1038/srep18782.
- ❖ Peter, A.-C. (2007). Variabilité de la température de la couche de mélange en Atlantique équatorial aux échelles saisonnières à interannuelles à l'aide de simulations numériques. *Thèse de Doctorat de l'Université de Toulouse III*. 190p.
- ❖ Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, **108**(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- ❖ Roy, C. 1989: Fluctuation des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceanologica Acta* : **12** (4) 361-369.
- ❖ Roy, C. 1992 : Réponses des stocks de poissons pélagiques à la dynamique des upwellings en Afrique de l'ouest: analyse et modélisation. *Thèse de doctorat*. Editions ORSTOM collection Études et Thèses.

- ❖ Rykaczewski, R. R., and D. M. Checkley (2008). Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **105**(6), 1965– 1970.
- ❖ Vialard, J. and P. Delecluse (1998). An OGCM study for the TOGA decade. Part I: Role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1071–1088.
- ❖ Wang, C., S. P. Xie and J. A. Carton (2004). A global survey of ocean-atmosphere interaction and climate variability in Wang, C., S. P. Xie and J. A. Carton eds Earth's climate – The ocean-atmosphere interaction, *American Geophysical Union, Washington DC Geophysical Monograph*, **147**, 1-19.
- ❖ Wooster, W. S., A. Bakun, and D.R. McLain (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, **34**, 131-140.
- ❖ Xie, S.-P. and J. A. Carton (2004). Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms and impacts in Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. **147**, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, pp. 121-142, AGU, Washington, D. C.