

# UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



N°

## ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE

### *GROUPE DE FORMATION DOCTORALE*



### MASTER 2 DE RECHERCHE

#### « SCIENCES DE L'INGÉNIEUR »

**OPTION : Météorologie, Océanographie et Gestion des Milieux Arides**

**(MOGMA)**

### MEMOIRE DE STAGE

Année universitaire 2008-2009

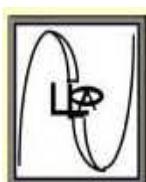
*Etude des mécanismes océaniques dans la propagation vers l'ouest des biais de température de surface de l'océan en Atlantique Est.*

Présenté par : Ousmane DIANKHA

Sous la direction de :

Dr Alban LAZAR

Dr Juliette MIGNOT

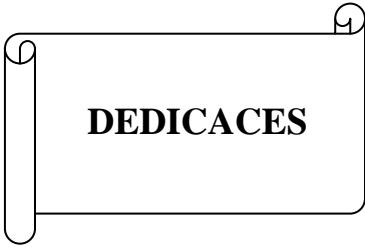


Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et Océan



Siméon Fongang

(LPAO-SF)



DEDICACES

*Je dédie ce travail à mon oncle Mapenda Gaye, un homme de foi, généreux qui m'a éduqué, considéré comme son propre fils et m'a mis dans les conditions pour réussir. Il n'a jamais cessé de me soutenir dans toutes mes démarches. Vraiment "amouma sa faye" je ne peux souhaiter que "Yalla nangafi yague té wère, amine !!!!!!!"*

*Ce travail est aussi dédié à ma tante Adama Diankha, ma mère Mariama Diankha, mon père Gora Diankha, aussi à mon cousin, mon ami Baba Diankha et à toute ma famille.*

## REMERCIEMENTS

Mes pensées vont d'abord à la mémoire du regretté professeur Siméon Fongang le père fondateur de ce temple du savoir je veux nommer : le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Océan Siméon Fongang (LPAOF) à l'Ecole Supérieure Polytechnique de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar dans lequel ce travail a été effectué.

Avant tout je rends grâce à Allah le tout puissant, le miséricordieux de m'avoir permis de réaliser ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier le Dr Amadou Thierno Gaye, responsable du LPAOF pour la confiance qu'il m'a accordée en m'acceptant dans son laboratoire.

Je remercie très sincèrement le Dr Alban Lazar et le Dr Juliette Mignot pour avoir accepté de travailler avec moi malgré leur emploi du temps chargé. J'apprécie votre compétence, votre sens du travail, votre disponibilité, votre suivi régulier et votre rigueur. Ainsi j'ai appris beaucoup de choses que j'ignorais. Tous les mots n'ont pas pour moi leur valeur pour vous exprimer ma profonde gratitude.

Je remercie très chaleureusement le Dr Abdoulaye Déme qui a été comme un père en quelque sorte du fait de ses conseils et son soutien surtout en informatique, mille fois merci Monsieur.

Je tiens à remercier très sincèrement Anne Charlotte Peter pour ses conseils, son soutien, sa disponibilité, les données, les scripts, les figures... un million de mercis à vous.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit de tous les enseignants chercheurs du laboratoire je veux nommer : le Dr Daouda Badiane, le Dr Saïdou Moustapha Sall, le Dr Seydi Ababacar Ndiaye, le Dr Bamol Sow, le Dr Mactar Camara, le Dr Jacques André Ndiome....

Je remercie Mme Diakhaté que j'ai fatiguée avec les demandes de papier et de cahier et Mlle Agnès Tine pour leur ouverture et sympathie.

Je remercie aussi Mr Samo Diatta qui n'a ménagé aucun effort pour nous secourir surtout avec le fameux Branly, mille mercis Samo.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit de tous les doctorants du labo Seyni Salaké pour les traductions en français des articles en anglais et son soutien moral, Abdoulaye Ndiaye qui un personne vraiment fantastique, un homme qui ne se fâche jamais malgré mes moqueries en plus il est l'animateur du labo, Cheikh Dione l'organisateur de mission pour les campagnes ACMMA au sein du labo, Malick Ngom (le professeur), Saliou Faye notre océanographe, Mamoudou Sall notre prévisionniste, Thiora Fall...

Je remercie mes camarades de promotion Moussa Diakhaté l'homme au long chapelet (boulma faté ci niane yi rek.....lol), Abdou Lahat Dieng (Niger Lahat, le blagueur l'homme de Tindiy) un homme de foi qui sait gérer les événements vraiment je t'estime beaucoup, Osmaila Diallo (le petit peul bou beugue lou yombe, l'homme de grads et RegCM), mon ami Jean Paul Latyr Faye et Fatou Bintou Sane.

Je remercie aussi mon ami mon frère Mouhamed Bachir Gaye avec qui j'ai tout partagé Abdoulaye Diago, ma sœur Faye Magatte Gaye, Ousmane Guéye, Moussa Ndiaye, Amadou Sow (oustasse), Ibrahima Khaliloulaye Mané, Rathé

Mbow (kepler), et tout ceux qui ont participé de près ou de loin de loin à la réalisation de ce travail.

Je ne saurais terminer sans remercier Mlle Thiarra Diop qui n'a jamais cessé de me soutenir et de m'encourager tout au cours de ce long chemin si épineux.



## RESUME

L'origine de ce travail est liée au fait que les modèles d'océan initialisés avec des observations généraient généralement des biais. Ces biais se propageaient vers le large jusqu'à environ 300 km dont les processus responsables du phénomène ne sont pas bien connus. L'objectif de mon travail est de comprendre et de décrire les principaux mécanismes océaniques responsables de la propagation des anomalies de SST vers le large. L'analyse portera sur les ondes de Rossby et les courants horizontaux en particulier les courants zonaux géostrophiques et d'Ekman suspectés d'être les causes de cette propagation biais de SST vers le large.

**Les données d'observation de Reynolds et Levitus sont utilisées pour valider la simulation ORCA025 et faire l'expérience de rappel artificiel aux températures.**

**Une comparaison entre les SST de la simulation ORCA025 et les SST de Reynolds et de Levitus montre une configuration presque similaire, malgré quelques disparités sur le bord est.**

**Une expérience est effectuée consistant à faire un rappel aux températures de Levitus afin de diminuer les SST chaudes observées dans le modèle et voir leur déplacement vers le large. Une suivie en premier lieu de la propagation des ondes de Rossby vers le large a été effectuée. Les vitesses de propagation vers le large des ondes de Rossby ainsi que celles des anomalies de SST sont estimées. Ces vitesses sont presque similaires et sont plus importantes près de l'équateur. Ceci montre que les ondes ondes de Rossby jouent un rôle dans la propagation des biais de SST vers l'ouest.**

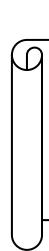
**Les termes du bilan de chaleur de surface montrent que la propagation des anomalies de SST est principalement due à l'advection horizontale. Mais c'est l'advection zonale qui est le contributeur dominant, au moment où le flux atmosphérique tend à détruire le flux de subsurface.**

**En somme la propagation des anomalies de SST vers le large est principalement due aux courants horizontaux notamment les courants zonaux (géostrophiques et d'Ekman) bien vrai qu'il y'ait une participation des ondes de Rossby puisque les vitesses de propagation de ces dernières sont très similaires à celles des anomalies de SST.**



## LISTE DES ACRONYMES

<b>CCNE</b>	Contre Courant Nord Equatorial
<b>CCSM2</b>	Community Climate System Model version 2
<b>CCSM3</b>	Community Climate System Model version 3
<b>CGCM</b>	Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model
<b>HadCM3</b>	Third Hadley Centre Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model
<b>IPSL</b>	Institut Pierre Siméon Laplace
<b>LMDZ</b>	Laboratoire de Météorologie Dynamique “Zoomé”
<b>LPAO-SF</b>	Laboratoire de Physique de l’Atmosphère et de l’Océan Siméon Fongang
<b>LOCEAN</b>	Laboratoire d’Océanographie et du climat : Expérimentations et Approches numériques
<b>MGSVA</b>	The Mariano Global Surface Velocity Analysis
<b>OPA</b>	Océan Parallélisé
<b>SSH</b>	Sea Surface Heigh
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature



## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : biais de SST entre modèles couplés à différentes résolutions et les observations : gauche (T85x1 avec une résolution de $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ ) et droite (T42x1 avec une résolution de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ). Les rectangles noirs représentent la région de l'Atlantique Est qui nous intéresse pour notre étude ; d'après Large et al, (2006).....	1
Figure 2 : évolution des erreurs systématiques de SST dans l'atlantique tropicale avec un CGCM de résolution spatiale est $1^\circ \times 1^\circ$ . Entre $10^\circ\text{N}$ et $10^\circ\text{S}$ la résolution méridienne augmente d'un tiers ; le rectangle montre l'aire dans laquelle les auteurs ont fait une moyenne pour calculer un indice de biais ; d'après Huang et al., 2007.....	2
Figure 3 : courant des Canaries représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA).....	5
Figure 4 : courant des Guinée représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA).....	6
Figure 5 : courant d'Angola représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA).....	8
Figure 6 : courant du Benguela représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA).....	9
Figure 7 les deux surfaces limites de l'océan.....	16
Figure 8: SST climatologique du modèle en haut et observation (Reynolds) en bas de Janvier à Mars (couleur et contour).....	18
Figure 9: SST climatologique du modèle en haut et observation (Reynolds) en bas de Janvier à Mars (couleur et contour).....	18
Figure 10 : variation saisonnier des biais de SST de ORCA025-Reynolds de Janvier à Juin (couleur $^\circ\text{C}$ ) et SST de Reynolds (contour noir $^\circ\text{C}$ ).....	19

Figure 11: variation saisonnier des biais de SST de ORCA025-Levitus de Janvier à Juin (couleur °C) et SST de Levitus (contour noir °C).....	19
Figure 12: cycle saisonnier de la variation mensuelle de SST de ORCA025 (en haut) et Reynolds (en bas).....	20
Figure 13 cycle saisonnier de la variation mensuelle de SST de ORCA025 (en haut) et Levitus (en bas).....	20
Figure 14: propagation d'anomalies de SSH vers le large de Janvier à Juin.....	23
Figure 15: propagation d'anomalies de SST vers le large de Janvier à Juin.....	23
Figure 16: diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large) .....	25
Figure 17: a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a.....	26
Figure 18 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a.....	26
Figure 19 : diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large) .....	28

Figure 20 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a .....28

Figure 21: a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a .....29

Figure 22: diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 22°S.....32

Figure 23 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 17°S.....33

Figure 24 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 23°N.....35

Figure 25: diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 13°N.....36

Figure 26 : propagation d'anomalies de SSH vers le large du 3 Janvier au 13 Mars par pas de 5 jours.....	47
Figure 27 : propagation d'anomalies de SSH vers le large du 18 Mars au 28 Mai par pas de 5 jours .....	48
Figure 28: propagation d'anomalies de SSH vers le large du 2 Juin au 27 Juin par pas de 5 jours.....	49
Figure 29: propagation d'anomalies de SST vers le large du 3 Janvier au 12 Février par pas de 5 jours.....	49
Figure 30 : propagation d'anomalies de SST vers le large du 17 Février au 28 Avril par pas de 5 jours.....	50.
Figure 31 : propagation d'anomalies de SST vers le large du 2 Mars au 27 Juin par pas de 5 jours.....	51
Figure 32 : diagramme Hovmüller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large).....	52
Figure 33 : diagramme Hovmüller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large).....	52
Figure 34 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a.....	53
Figure 35 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a.....	53

Figure 36 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 23°S.....57

Figure 37 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 19°S.....55

Figure 38 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 16°N.....56

Figure 39 : diagramme Hovmüller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 15°N.....57



<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE I : GENERALITES.....</b>	<b>4</b>
<b>I.-1 Problématique des biais de SST.....</b>	<b>4</b>
<b>I.-2 La circulation océanique en Atlantique est.....</b>	<b>5</b>
<b>I-2-1. Courant des Canaries.....</b>	<b>6</b>
<b>I-2-2. Courant de Guinée.....</b>	<b>7</b>
<b>I-2-3. Courant d'Angola.....</b>	<b>8</b>
<b>I-2-4. Courant du Benguela.....</b>	<b>10</b>
<b>I.-3- Les ondes de Kelvin et de Rossby et leurs effets.....</b>	<b>10</b>
<b>CHAPITRE II : METHODOLOGIE.....</b>	<b>14</b>
<b>II.-1 Observations.....</b>	<b>14</b>
<b>II.-2 Modèle.....</b>	<b>14</b>
<b>II.-3 Validation des SST du modèle.....</b>	<b>17</b>
<b>CHAPITRE III : RESULTATS et DISCUSSION.....</b>	<b>24</b>
<b>III.-1 Propagation des anomalies de SSH et SST.....</b>	<b>22</b>
<b>III.-2 Estimation des vitesses de propagation des anomalies de SSH e SST.....</b>	<b>24</b>
<b>A°) Zone sud.....</b>	<b>24</b>
<b>B°) Zone nord.....</b>	<b>27</b>
<b>III.-3 Les termes du bilan de chaleur dans la couche de mélange.....</b>	<b>31</b>
<b>A°) Zone sud.....</b>	<b>31</b>
<b>B°) Zone nord.....</b>	<b>34</b>

<b>IV. CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>37</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>39</b>
<b>FIGURES ANNEXES.....</b>	<b>46</b>

## I. INTRODUCTION

La plupart des modèles numériques d'océan initialisés avec des observations développent inévitablement des biais. Ces biais sont principalement dus aux déficiences des modèles et aux erreurs de forçage. Ces biais chauds sont généralement localisés sur les zones d'upwelling côtier. Les travaux d'autres auteurs utilisant des modèles de circulation générale ont montré ces biais sur ces zones d'upwelling côtier. C'est le cas des modèles couplés tels que la deuxième et troisième versions du système de modèle de la communauté climatique (CCSM2; Kiehl et al., 2004) et (Large et al., 2006), la troisième version du modèle couplé de circulation générale du centre de Hadley (HadCM3; Gordon et al. 2000) et les modèles couplés de circulation générale (CGCM ; Huang et al., 2007). La figure 1 montre la répartition des biais chauds de SST dans les océans mondiaux. Ces biais sont surtout localisés sur les zones d'upwelling côtier. L'un des biais plus importants se situe sur les côtes africaines en Atlantique Est plus précisément sur les côtes africaines (Angola, Benguela et Namibie)

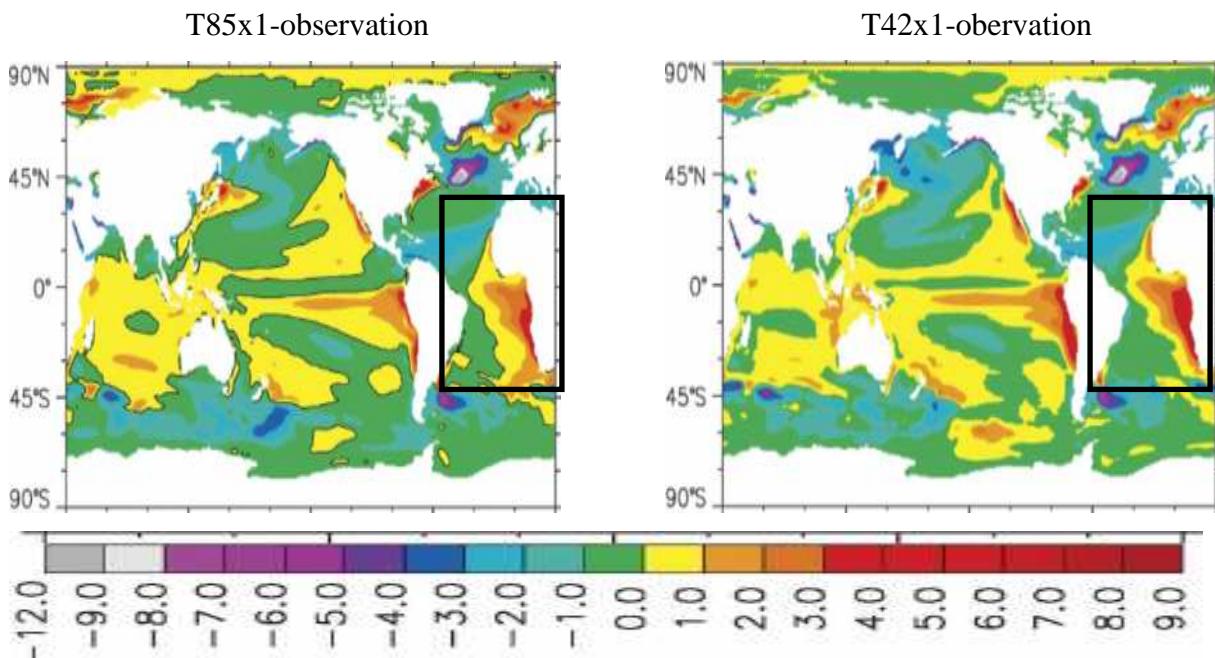


Fig.1 : biais de SST entre modèles couplés à différentes résolutions et les observations : gauche (T85x1 avec une résolution de  $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ ) et droite (T42x1 avec une résolution de  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ). Les rectangles noirs représentent la région de l'Atlantique Est qui nous intéresse pour notre étude ; d'après Large et al, (2006)

Ces biais de SST observés au niveau des zones d'upwelling côtier de l'Afrique se propagent vers le large. Et ce phénomène de propagation a été illustré par les travaux de Lazar et al., 2007 et Huang et al., 2007. La figure 2 tirée à partir des travaux de Huang et al., 2007 décrit l'évolution temporelle des erreurs systématique de SST dans l'Atlantique Est. Les biais les

plus importants sont localisés sur la zone d'upwelling de l'Angola et du Benguela. De Mars à Juillet ces biais sont presque statiques mais à partir du mois d'Août ils développent rapidement vers le large jusqu'à atteindre des centaines de km.

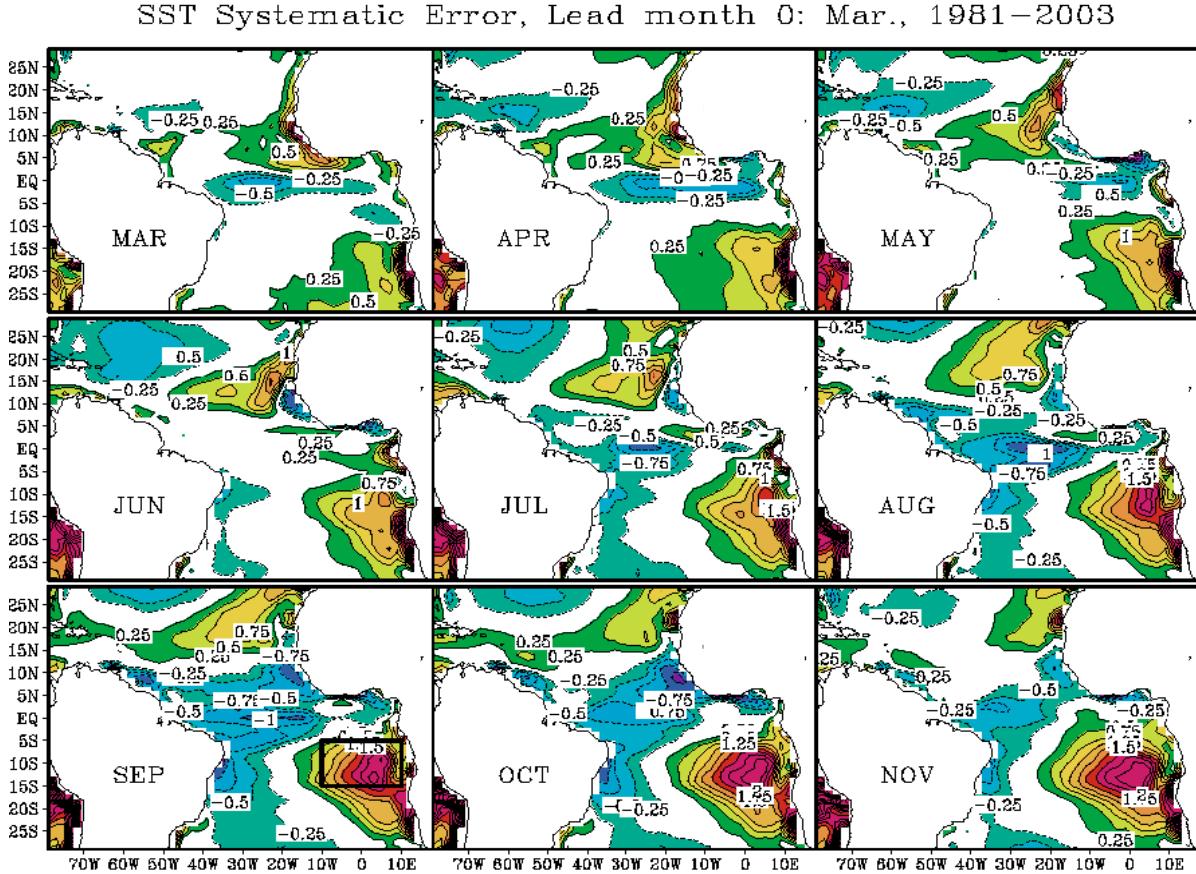


Fig.2 : évolution des erreurs systématiques de SST dans l'atlantique tropical avec un CGCM de résolution spatiale est  $1^\circ \times 1^\circ$ . Entre  $10^\circ\text{N}$  et  $10^\circ\text{S}$  la résolution méridienne augmente d'un tiers ; le rectangle montre l'aire dans laquelle les auteurs ont fait une moyenne pour calculer un indice de biais ; d'après Huang et al., 2007.

Ainsi ce transfert d'eau chaude et froide, à l'échelle des bassins, depuis les upwellings côtiers tropicaux vers le large s'effectue par un ensemble complexe de mécanismes océaniques et atmosphériques, allant du transport d'Ekman, aux flux air-mer en passant par les ondes de Rossby. Dans la plupart des modèles d'océan comme OPA (océan parallélisé) avec la configuration ORCA025, les erreurs de température de surface sont très importantes à proximité de ces upwellings. Les SST simulées sont généralement trop chaudes, et sont amplifiées jusqu'à atteindre plusieurs degrés (environ  $32^\circ\text{C}$ ). Ces erreurs s'étendent jusqu'à mille kilomètres vers l'ouest (figure 2). Il en résulte ainsi une mauvaise représentation de

l'état moyen et du cycle saisonnier du climat africain dans les modèles climatiques. C'est un problème considéré comme majeur pour la prédictibilité du climat en Afrique. Les mécanismes responsables de ces erreurs sont mal compris et une analyse dans l'océan permettra de mieux comprendre l'enchaînement des processus qui participent à l'établissement des erreurs.

L'objectif de ce travail de recherche est de comprendre et décrire les principaux processus océaniques qui favorisent la propagation vers le large des biais de SST côtières vers le large. L'analyse portera en particulier sur les ondes de Rossby et les courants de surface (géostrophiques et le transport d'Ekman), supposés être les principaux mécanismes responsables de la propagation des biais de SST vers le large.

Les processus de propagation vers l'ouest d'anomalies de température seront décrits dans une simulation numérique du cycle saisonnier climatologique rappelée artificiellement aux températures observées de Levitus le long des côtes africaines pendant les trois mois de mise en place du biais chaud, pour voir en déduire la meilleure correction et enfin tester son introduction dans une simulation couplée du modèle de l'IPSL (LMDZ-OPA). La décomposition du budget de chaleur dans la couche de mélange océanique sera un des outils principaux de l'analyse.

## CHAPITRE I : GENERALITES

Ici nous nous proposons une revue de la littérature sur les biais de SST, des courants en Atlantique est et des ondes de Kelvin et Rossby.

### I.-1 Problématique des biais de SST

Les plus grands biais positifs de SST se produisent le long des côtes est des bassins océaniques subtropicaux plus précisément sur les côtes sud de l'Afrique(SWA), Pérou-Equateur-Chili (PEC) et Baja-Californie du sud (BCS) (**Large et Danabasoglu., 2006**). Les moyennes respectives de ces biais à 15° de ces côtes sont : 3.2°C (Equateur à 30°S), 1.7°C (Equateur à 40°S) et 1.6°C (18°N à 38°N) pour le modèle T85x1, et 1.3°C, 1.2°C, et 0.7°C pour x10cn. Des biais similaires pour d'autres configurations de CCSM3 sont donnés par **Yeager et al., (2006)**. **Huang, Zeng-Zhen Hu et Bhaskar Jha., (2007)** ont trouvé des modèles de biais similaires en utilisant un modèle de circulation générale à partir des simulations du temps passé. Ces biais apparaissent sur les côtes est de l'Atlantique dans les deux hémisphères parce que les vents faibles de leur modèle ne reproduisent pas adéquatement les upwellings côtiers. Ils ont montré aussi que les biais les plus importants se trouvent sur les côtes sud-est de l'Atlantique. Ces erreurs sont plus importantes en été boréal et automne donc cela suggère que ces biais dépendent de la saison. Les biais systématiques sont plus faibles sur les côtes est de l'Atlantique nord et suivent aussi une variation saisonnière. Ces très grands biais (plus de 2°C) s'étendent sur des milliers de kilomètres le long de ces côtes mais s'étendent seulement sur 300 km au large des côtes. Les processus océaniques tels que les ondes de Rossby et les courants océaniques (géostrophiques et d'Ekman) sont suspectés d'être les responsables de cette propagation des biais de SST vers le large.

Ces régions côtières présentent des dynamiques océanique et atmosphérique similaires. Elles présentent aussi des zones montagneuses telles que les Andes, les montagnes côtières de la Californie et de la Namibie qui font plus de 2000 m de hauteur. Les océans aussi présentent des topographies complexes. Ainsi ces caractéristiques ne sont pas bien représentées dans les modèles couplés et non couplés, bien que certains modèles possèdent des filtres spatiaux qui réduisent au maximum les bruits au large et leurs conséquences indésirables. Dans les modèles d'océan les zones d'upwelling côtier sont souvent mal représentées impliquant des températures très chaudes à ce niveau. Ces régions sont caractérisées par la conjonction de

plusieurs des problèmes de modélisation. Les upwellings jouent un rôle important dans le budget de chaleur près de la surface, mais le problème reste toujours non résolu et reste encore à paramétriser (Large et Danabasoglu., 2006). Dans l'atmosphère les vents responsables des upwellings côtiers et la radiation à la surface sont. Cette dernière dépend de la simulation des nuages, qui n'est pas la meilleure caractéristique des schémas de couche limite atmosphérique. La première peut être liée à la sensibilité à tout non alignement des grilles océanique et atmosphérique.

## I.-2. La circulation océanique en Atlantique est

Les modèles de vent atmosphérique, la topographie au fond de l'océan et la rotation de la terre combinés produisent les échanges interbassins et la circulation des gyres océanique avec une intensification des courants des bords est.

Ainsi la circulation de surface et de subsurface est la cause de nombreux mécanismes qui agissent sur l'évolution de la SST, telle que l'advection de température, ou encore la genèse d'ondes par les cisaillements horizontaux et verticaux entre les différents courants. Le régime des alizés essentiellement méridien, favorise une circulation presque zonale et intense dans les couches superficielles dominée par le transport d'Ekman en été par exemple en Afrique du Sud et en hiver au Sénégal. Ces courants ont des échelles verticale et méridienne relativement faibles. Ces traits sont souvent mal reproduits par les modèles numériques.

Les principaux courants circulant dans l'océan Atlantique sont:

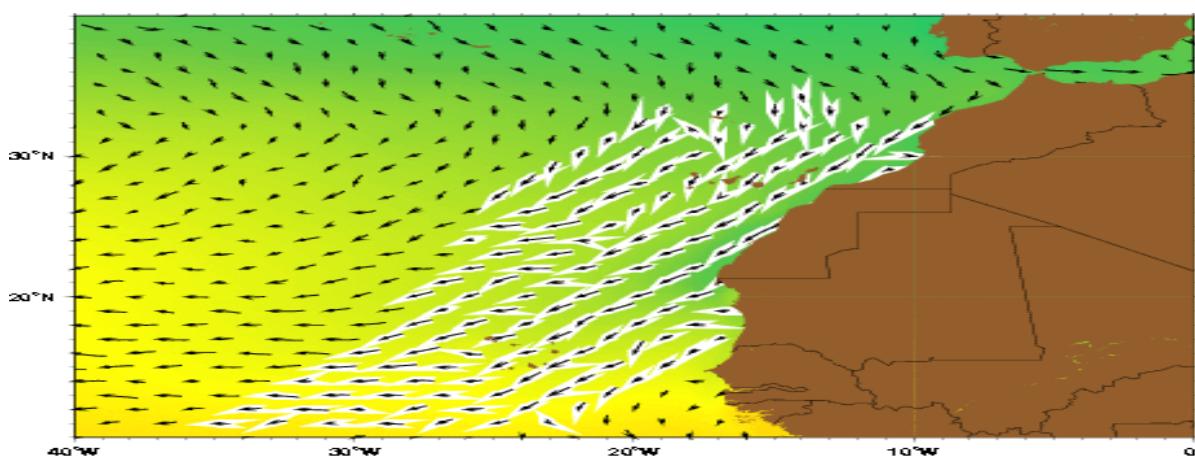


Fig.3 : courant des Canaries représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA) (<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/canary.html/>)

### I.-2-1. Le Courant des Canaries

Il constitue la branche est du gyre subtropical (nord figure 3). Ce courant longe la côte africaine du nord au sud entre 30°N et 10°N et en mer à 20°W (**Fedoseev 1970**). Comme d'autres courants de bord est, il est large de 1000 km avec une vitesse lente comprise entre 10 et 30 cm/s coulant toute l'année vers l'équateur (**Wooster et al., 1976 ; Batten et al., 2000**). Ses eaux sont relativement froides car, comme il se déplace vers le sud, il entraîne l'eau « upwellée » de la côte (**Mittelstaedt, 1991**). Pendant l'hiver le courant des canaries est au maximum de sa vitesse environ 75 cm/s à son passage à l'archipel des Canaries. Il se déplace parallèlement à la côte jusqu'à 20°N, formant des tourbillons cycloniques sur le plateau le long de son parcours. Lorsque ce courant atteint 15°N, il commence à s'écouler vers l'ouest sous l'influence du contre-courant équatorial. Ces deux courants s'écoulent dans la même direction à des vitesses différentes ; des tourbillons anticycloniques se forment au niveau de leur frontière. Au printemps, le courant des Canaries s'affaiblit le long des alizés, tandis que le contre-courant équatorial se renforce. Un anticyclone se forme à l'ouest du courant. En été l'affaiblissement des alizés provoque la réduction de l'apport en eau du nord. Le courant des Canaries s'affaiblit et se propage vers l'extérieur de la côte. Les gyres cycloniques s'affaiblissent et disparaissent complètement. Le contre-courant équatorial, est à son maximum et les changements du Nord séparent le courant des Canaries de la côte. Au cours de l'automne le courant des Canaries est à son minimum mais certaines de ses caractéristiques sont similaires à celles observées en hiver. L'influence du contre-courant équatorial est la même qu'en hiver et les gyres cycloniques se forment à nouveau.

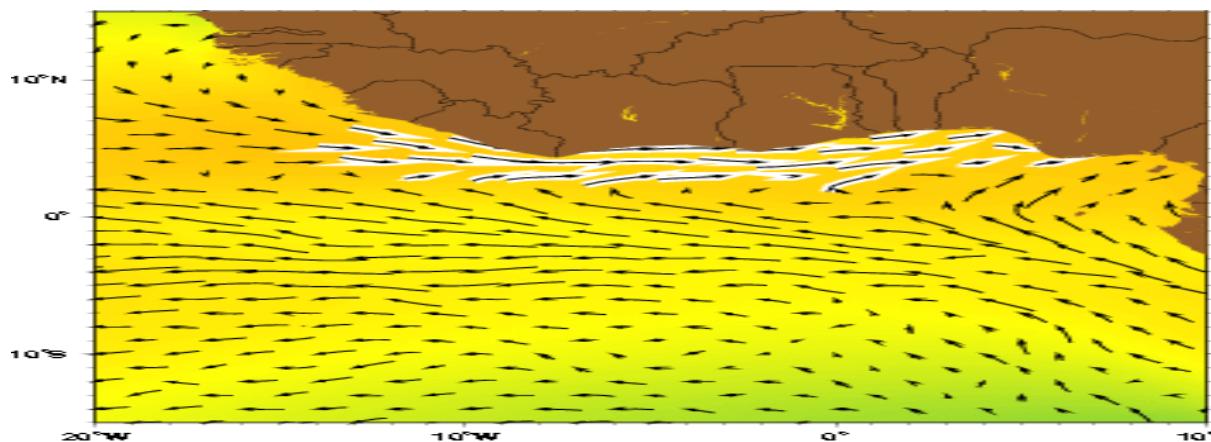


Fig.4 : courant des Guinée représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA) (<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/canary.html/>)

## I-2-2. Le courant de Guinée

Ce courant coule vers l'est à environ 3 N° le long de la côte occidentale de l'Afrique (Henin et al. 1986) (figure 4). Quand il atteint le golfe de Guinée, il peut atteindre des vitesses de près de 100 cm / s près de 5° W (Richardson et Reverdin, 1987). Il compte au moins deux sources: le Contre-courant Nord Equatorial (CCNE) et le courant des Canaries. L'instabilité saisonnière de ces deux courants peuvent affecter la variabilité saisonnière du courant de Guinée (Longhurst, 1962, Ingham 1970). Par exemple, au cours de l'événement El Nino de 1983-1984 la zone de convergence intertropicale était loin au sud. Cela a conduit à un relâchement des alizés à l'équateur qui a renforcé le CCNE et par la suite le courant de Guinée (Hisard et al. 1986, Binet, 1997). En outre, Richardson et Reverdin (1987), qui ont utilisé des bouées pour étudier le courant de Guinée, ont constaté, durant l'automne et au printemps, un lien direct entre le CCNE et le courant de Guinée à travers leurs trajectoires. Le courant de Guinée, comme d'autres courants océaniques de bord est, est caractérisé par des zones d'upwelling (Bakun, 1978) et une augmentation de la productivité biologique (Binet, 1997). Les eaux plus froides à la surface au cours de l'été boréal sont associés à l'intensification du courant (Bakun, 1978, Hisard et Merle 1979, Filandre 1979). Le courant de Guinée est géostrophiquement équilibré avec les isothermes, qui remontent la pente vers la côte nord. Comme le courant s'intensifie, la pente augmente, ce qui porte la thermocline plus proche de la surface près de la côte. L'upwelling côtier et l'intensification d'été du courant de Guinée sont donc liés (Filandre 1979). Toutefois, le courant de Guinée se distingue des autres régions d'upwelling en ce sens qu'il semble y avoir aucune corrélation entre la température de surface de la mer et les vents à l'échelle saisonnière (Longhurst, 1962, Bakun, 1978). Selon Binet (1997), les eaux peu profondes saisonnières ne sont pas induites par la tension du vent local, mais par l'ajustement géostrophique des isothermes (Ingham 1970), les vagues de Kelvin (Picaut 1983, Verstraete, 1992) et des tourbillons cycloniques turbulents (Marchal et al., 1997).

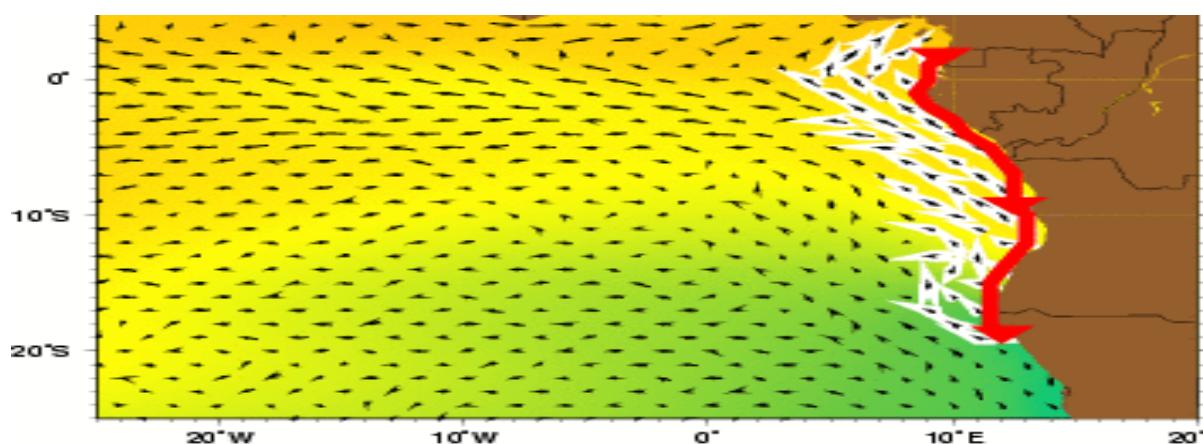


Fig.5 : courant d'Angola représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA) (<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/canary.html/>)

### I-2-3. Le courant d'Angola

Il constitue la partie est du grand gyre cyclonique dans le Golf de Guinée (figure 5). Dans sa couche supérieure, il semble être principalement formé par la branche sud du contre-courant équatorial et les eaux tournant vers le sud de la branche nord du courant du Benguela. L'afflux des eaux en provenance de l'équateur est seulement modéré. Cependant, aux profondeurs supérieures à 100 m, les eaux du nord deviennent plus importantes dans l'alimentation du courant d'Angola (**Moroshkin et al., 1970**).

Le courant de l'Angola a été décrit comme un flux rapide, étroit et stable qui atteint 250 à 300 m de profondeur et couvre les régions du plateau et le talus (**Moroshkin et al., 1970**). La vitesse du courant à la surface entre les latitudes 9°S et 16°S le long des côtes est de 50 cm/s. A 25 km de profondeur sa vitesse est supérieure à 70 cm/s. **Dias (1983)** a trouvé une vitesse de 50 cm/s à la surface en Mars et 70 cm/s à 100 m de profondeur. Ces résultats sont en accord avec ceux de **Moroshkin et al., (1970)**. Toutefois la vitesse du courant à la surface en Juillet est 42 cm/s. Une deuxième mesure de Dias (1983) a donné une vitesse de 33 cm/s à 100 m de profondeur. Ces résultats suggèrent qu'il existe une variabilité temporelle de la vitesse du courant d'Angola. Selon Lass et al. (2000), les eaux du courant d'Angola ont généralement une température de 24°C et une salinité de plus de 36.4 psu dans la couche de mélange supérieure. Cette masse d'eau devient progressivement plus froide et moins salée pendant qu'elle circule au sud (**Lass et al., 2000**). En hiver et au printemps, les eaux chaudes du courant d'Angola avec des températures entre 27 et 30°C, se replient au nord-ouest et est remplacées par des eaux plus froides avec des températures de 20 à 26°C. Cette avancée périodique sud-est et nord-ouest se replie sur le courant d'Angola et semble être liée à l'intensité de l'upwelling qui se produit plus tard au large de la côte namibienne (**Meeuwis et al., 1990 ; O'toole, 1980**). A environ 15°S l'écoulement vers le sud du courant d'Angola converge vers l'écoulement nord du courant du Benguela pour former le Front Angola-Benguela (FAB) (**Meeuwis et al., 1990**). Le Front Angola-Benguela délimite, l'eau chaude et pauvre en nutriments du courant de l'Angola, et l'eau froide et riche en nutriments du courant du Benguela, créant ainsi une zone de transition entre les écosystèmes tropicaux dans le nord et les écosystèmes de l'upwelling dans le sud (**Lass et al., 2000**). Une autre caractéristique du

courant de l'Angola est le Dôme d'Angola, un tourbillon anticyclonique de la thermocline centré près de 10°S et 9°E (Lass et al., 2000). Il a d'abord été documenté par Mazeika (1967), qui a étudié son emplacement, sa forme et sa distribution thermique. Il s'agit d'un dôme d'eau froide qui est généré par un maximum local de la ventilation d'Ekman (McClain et Firestone 1993). Le Dôme d'Angola n'existe pas durant l'hiver (Mazeika 1967), et sa largeur et son extension dépendent de l'intensité et du cisaillement horizontal des alizés de sud-est (Signorini et al. 1999). La salinité de l'eau dans le dôme de l'Angola (35,5 psu) est inférieure à celui de l'eau environnante (35.8-36 psu). Selon Mazeika (1967), cela peut-être dû au mélange vertical de faible salinité l'eau du fleuve Congo à partir de la couche de surface. La circulation cyclonique du dôme peut piéger l'eau du fleuve Congo. Mazeika (1967) a également constaté que le dôme avait des concentrations relativement faibles d'oxygène, même dans des eaux peu profondes, et a estimé que cela peut être liée à l'activité de l'upwelling et les activités biologiques biologiques.

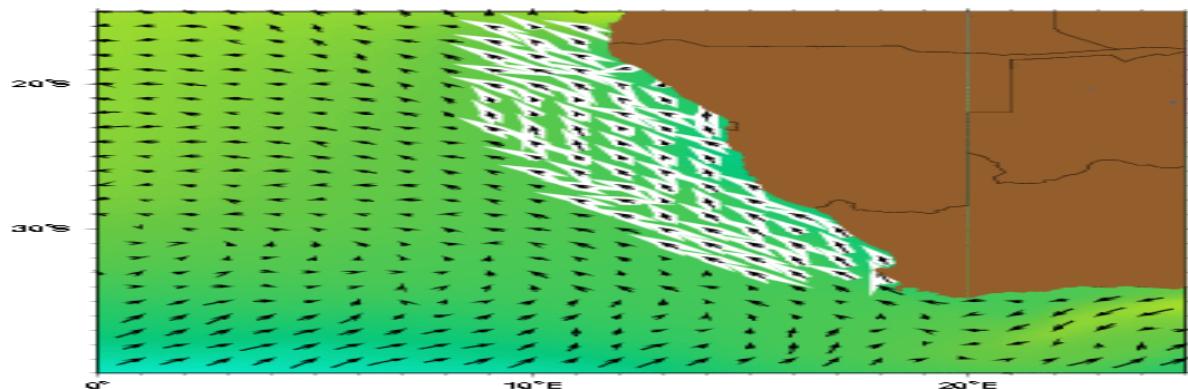


Fig.6 : courant du Benguela représenté par les Analyses de la vitesse des courants de surface globale de Mariano (MGSVA) (<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/canary.html/>)

#### I-2-4. Le courant du Benguela

Ce courant est la limite actuel du gyre subtropical de l'Atlantique sud (Peterson et al., 1991 ; Wedepohl et al., 2000) (figure 6). Cela commence comme un flux de nord au large du cap de Bonne-Espérance, où il longe les côtes de l'Afrique du Sud vers l'équateur jusqu'à environ 24 ° S-30 ° S. Deux branches de courant se poursuivent le long de la côte, et l'un d'entre eux joint le courant d'Angola au niveau du Front Angola-Benguela près de 16°S (Wedepohl et al., 2000). Les sources du courant du Benguela sont les eaux de la thermocline subtropical de l'océan indien et de l'Atlantique sud, les eaux de l'Atlantique tropicale salées, faibles en oxygène et les eaux subarctiques froides et fraîches. Dans la zone située entre le plateau

continental et Walis Ridge il a été constaté que 50% de l'eau provenait du centre de l'Atlantique, 25% provenaient de l'océan Indien, et 25% venaient du courant des Aiguilles et de l'Atlantique tropicale (**Gazli et al. 1996**). **Wedepohl et al., (2000)** ont montré que dans le sud le courant a une largeur de 200 km, s'écoule vers le nord, il s'élargit rapidement, atteignant une largeur de 750 km dans le nord. **Wedepohl et al. (2000)** ont aussi constaté que la vitesse moyenne du courant varient entre moins de 11 cm/s à un maximum de 23 cm/s. Apparemment, les vitesses les plus élevées se produisent dans le sud durant l'été et dans le nord pendant l'hiver, un modèle qui correspond à des champs de vents saisonniers. Les vents dominants sont responsables du transport d'Ekman et de la forte remontée des eaux côtières résultant d'eau fraîche et riche en nutriments qui stimule la productivité primaire (**Boyer et al. 2000, Skogen 1999**). Un phénomène remarquable qui peut être rencontré dans le système de courant du Benguela est le Niño du Benguela. Comme l'El Niño du Pacifique, celui du Benguela peut être du aux conditions atmosphériques anormales dans l'Atlantique tropicale occidental (**Boyer et al. 2000**).

### **I.-3. Les ondes de Kelvin et de Rossby et leurs effets**

Les ondes de Kelvin et de Rossby sont les seuls types d'ondes océaniques qui jouent un rôle clé dans les modèles numériques forcés par des vents de surface. La bande de latitude des océans tropicaux est le siège d'ondes équatoriales qui se propagent vers l'est (ondes de Kelvin équatoriales) ou vers l'ouest (ondes de Rossby). Elles sont détectées et mesurées par altimétrie satellitaire.

La source principale des ondes de Kelvin équatoriales est liée aux changements du vent zonal équatorial ouest (e.g.; **Philander, 1990**). Les mesures altimétriques révèlent le mouvement de la thermocline, à cause de l'intensification près de la surface des modes baroclines (**Stammer, 1997**), le deuxième et le troisième modes baroclines pourraient être importants pour le courant de l'Atlantique tropicale (**Du Penhoat et al., 1985; Illig et al., 2004; Schouten et al., 2005**). La vitesse de phase estimée en l'Atlantique équatoriale est 2.6 m/s pour le premier mode vertical de l'onde de Kelvin et 1.4 et 0.8 m/s pour les deuxième et troisième modes verticaux (**Schouten et al. 2005 ; Illig et al. 2004**). Des propagations des ondes de Kelvin récurrentes et continues sont distinguables sur 1000 km vers les pôles et le long des côtes jusqu'à environ 10°-15° de latitude nord et sud (**Polo et al. 2008**). Leur vitesse de phase varie de 1.5 à 2.1 m/s le long de l'équateur et le long des côtes ouest de l'Afrique. La dynamique de la variabilité du niveau de l'océan est dominée par un cycle saisonnier

(**Arnault et al., 1994**). La modification du niveau de l'océan entraînée par le forçage du vent cause un cycle d'ondes de Kelvin et Rossby consécutives. Le cycle saisonnier du niveau de l'océan et la tension du vent le long de l'équateur et la côte ouest de l'Afrique, est caractérisé par une saison d'upwelling (Mai-Octobre) et une saison de downwelling (Novembre-Avril), coïncidant avec le renforcement et le relâchement des alizés à l'équateur. Depuis l'établissement des équations en eau peu profonde par **Matsuno, (1966)**, plusieurs études antérieures ont affirmé l'idée qu'une partie de l'équateur et de l'upwelling côtier dans le Golf de Guinée sont largement forcés par les vents de l'Atlantique équatorial ouest via l'onde de Kelvin (**Moore et al., 1978; Adamec et al., 1978; O'Brien et al., 1978; Clarke, 1979; Servain et al., 1982**). La propagation des ondes de Kelvin ont connu une meilleure description dans l'Atlantique équatoriale depuis le lancement de TOPEX/POSEIDON en 1992. A partir des études théoriques sur la continuité des ondes de Kelvin équatoriales le long du bord est, Moore (1968) a établi que les ondes de Kelvin équatoriales pourraient être réfléchies par le bord est et, en partie, se propageraient comme des ondes piégées par les côtes. Clarke (1983) a aussi établit analytiquement la réflexion des ondes équatoriales par le bord est, et trouve que cette réflexion se fait sans dissipation. **Greatbatch et Peterson (1996)** ont décri la façon dont les modifications de la stratification pourraient ralentir la propagation des ondes côtières piégées aux hautes latitudes. A l'équateur, les ondes de Kelvin représentent une clé importante pour le cycle d'El Niño (**Suarez and Schopf, 1988**). Les ondes de Kelvin côtières interagissant avec les upwellings côtiers pourraient être à l'origine d'anomalies de SST qui peuvent affecter la saison de pêche (**Picaut, 1985, Schouten et al., 2004, Florenchie, 2003**).

L'une des percées majeures dans le développement d'une compréhension théorique de la circulation à grande échelle dans l'océan et dans l'atmosphère est la découverte d'une classe spéciale d'ondes qui doivent leur existence à la forme sphérique de la terre par Carl Gustave Rossby en 1930. Les ondes de Rossby planétaires sont faciles à observer dans l'atmosphère comme de grands méandres du Jet Stream aux moyennes latitudes qui sont responsable de la prévision des modèles saisonniers du temps et leurs variations journalières. Cependant il était difficile de détecter les ondes de Rossby océaniques à cause de leur faible signature à la surface de l'océan, leurs vitesses de propagation faibles (de l'ordre de 10 cm/s) et leurs grandes longueurs d'onde (100 à 1000 km). Dans cette partie nous nous intéressons aux ondes de Rossby océaniques.

Les ondes de Rossby sont une dynamique à grande échelle de l'océan aux forçages du vent et de la flottabilité (chauffage et refroidissement) aux bords est et sur l'océan intérieur. Elles peuvent aussi être générées par les perturbations le long des bords est associées avec les ondes piégées par les côtes originaires des basses latitudes. Bien qu'il soit possible pour les caractéristiques des ondes de Rossby (amplitude et vitesse de propagation) d'être altérées par le vent ou le forçage de la flottabilité qui est cohérent avec l'onde à des nombres d'onde et des fréquences précises. La prémissse de cette analyse est que les ondes de Rossby générées par le forçage au bord est ou sur l'océan intérieur se propagent par la suite loin de la source comme les ondes libres. Les ondes de Rossby sont au centre de toutes les théories modernes de la circulation océanique à grande échelle. Elles sont responsables de la caractéristique la plus fondamentale de la circulation océanique : l'intensification vers l'ouest des gyres de circulation. Dans l'Atlantique nord, cela se manifeste comme les courants de bord intenses à l'ouest du Gulf Stream. Il ya des contreparties dans d'autres bassins océaniques majeurs. Les ondes de Rossby sont aussi le mécanisme dynamique pour les modifications transitoires de l'océan aux changements dans le forçage atmosphérique à grande échelle. En accord avec les ondes piégées sur les côtes le long des bords est d'un bassin océanique, les ondes de Rossby sont un mécanisme pour la transmission d'information à partir des océans tropicaux aux moyennes et hautes latitudes de l'océan intérieur. Il est récemment affirmé que les ondes de Rossby générées par les événements d'El Niño peuvent expliquer les anomalies de circulation océanique une décennie plus tard aux moyennes latitudes du Pacifique nord. De tels changements peuvent significativement influencer les modèles de prévision du temps sur l'Amérique du nord.

## CHAPITRE II : METHODOLOGIE

Dans cette section nous présentons les données d'observations utilisées. Nous faisons aussi une brève description du modèle OPA dont nous avons utilisé une configuration (ORCA025).

### II.-1 Observations

Nous avons utilisé les données de SST de Reynolds. Ces données ont une résolution spatiale de  $1^\circ \times 1^\circ$  et une résolution temporelle d'une semaine. Cette analyse utilise les données de SST in situ et les SST des satellites plus les SST simulées pour une couverture de glace de la mer. Avant que l'analyse se fasse, les données satellitaires sont ajustées pour des biais en utilisant la méthode de **Reynolds (1988)** et **Reynolds et Marsico (1996)**. L'analyse s'est faite sur tous les océans et les grands lacs. Ces données peuvent être interpolées à toute autre grille.

Pour faire une comparaison avec d'autres données d'observations, les SST de Levitus sont utilisées. Ces données de SST de Levitus s'étendent de 1900 à 1992 avec une résolution spatiale de  $1^\circ \times 1^\circ$  couvrant  $89.5^\circ\text{S}$  à  $89.5^\circ\text{N}$  et  $0.5^\circ\text{E}$  à  $0.5^\circ\text{W}$  sur 33 niveaux.

### II.-2 Modèle

Nous avons utilisé les données de la simulation ORCA025 qui est une configuration du modèle OPA. Il a été développé au LOCEAN (laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques) à l'IPSL (institut Pierre Simon Laplace) à l'université de Paris 6 en France. Ces données ont été obtenues en forçant cette simulation en climatologie sur la période de 1988 à 2000 par les tensions de vent données par le satellite ERS, le flux de chaleur turbulent et le flux de sel du jeu de données Core. Cette configuration a une résolution spatiale de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  et couvre l'Atlantique avec 46 niveaux verticaux. La résolution temporelle est une moyenne sur 5 jours. Ce modèle est basé sur :

\* ses équations primitives

L'océan est un fluide qui peut être décrit à une bonne approximation par les équations primitives, i.e. par les équations de Navier-Stokes avec une équation non linéaire de l'état qui couple les deux traceurs actifs (la température et la salinité) à la vitesse du fluide plus les hypothèses additionnelles suivantes font à partir des considérations de l'échelle :

- l'approximation sphérique de la terre : les surfaces géopotentielles sont supposées être des sphères donc la gravité est parallèle au rayon de la terre.
- L'approximation à une coquille mince : la profondeur de l'océan est négligée comparée au rayon de la terre.
- L'hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents sont exprimés en termes de caractéristiques de grande échelle.
- L'hypothèse de Boussinesq : les variations de la densité sont négligées sauf dans leur contribution à la force de flottabilité.
- L'hypothèse hydrostatique : l'équation dynamique verticale est réduite à un équilibre entre le gradient de pression vertical et la force de flottabilité.
- L'hypothèse d'incompressibilité : la divergence du vecteur vitesse est supposée nulle.

Puisque la force gravitationnelle est dominant dans les équations des mouvements à grande échelle. Il est alors utile de choisir un ensemble orthogonal de vecteur unitaire (i, j, k) lié à la terre. Nous allons définir les variables suivantes : U est le vecteur vitesse tel que  $U = U_h + wk$  ( $h$  est l'indice du vecteur horizontal local), T la température, S la salinité,  $\rho$  la densité in situ. Le vecteur de forme invariante des équations primitives dans le trièdre direct (i, j, k) fournit les six équations :

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = -[\nabla x U + \frac{1}{2} \nabla(U^2)]_h - f \cdot k \cdot U_h - \frac{1}{\rho} \nabla_{hp} + D^u + F^u \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2)$$

$$\nabla \cdot U = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (TU) + D^T + F^T \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (SU) + D^S + F^S \quad (5)$$

$$\rho = \rho_0(T, S, p) \quad (6)$$

$\rho_0$  est la densité de référence,  $p$  la pression,  $f=2\Omega \cdot k$  est l'accélération de Coriolis avec  $\Omega$  la vitesse angulaire,  $g$  est l'accélération gravitationnelle.  $D^U, D^T$  et  $D^S$  sont les paramétrisations physiques à grande échelle pour la dynamique, la température et la salinité,  $F^U, F^T$  et  $F^S$  sont les termes de forçage.

L'océan est limité par des lignes côtières complexes, une topographie de fond à sa base et une interface air-mer ou air-glace à sa surface. Ces limites peuvent être définies par deux surfaces,  $z=-H(i, j)$  et  $z=\eta(i, j; k; t)$ ,  $H$  est la profondeur de la mer et  $\eta$  la hauteur de la surface de la mer.  $H$  et  $\eta$  sont souvent référencés à une surface donnée,  $z=0$  choisi comme une surface moyenne de la mer. À travers ces deux limites l'océan peut échanger des flux de chaleur, d'eau fraîche, de sel et de dynamique avec la terre, les marges continentales, les glaces de mer et l'atmosphère. Cependant quelques de ces flux sont si faible que même sur des échelles temporelles climatiques des milliers d'années ils peuvent être négligés. Il existe des échanges aux interfaces entre l'océan et les autres composantes du système terrestre.

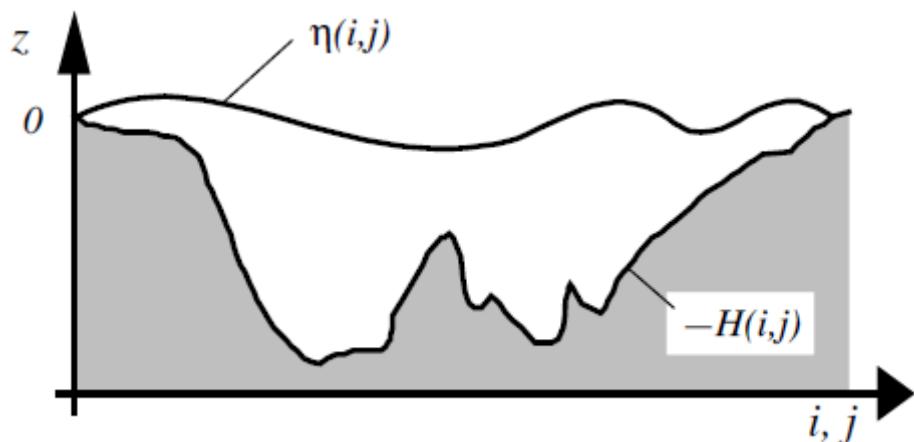


Fig.7 : les deux surfaces limites de l'océan

\* son gradient de pression zonal composé de :

-formulation de la pression :

-formulation de surface libre et de couvercle regrillé :

- \* son système de coordonnées Z curvilignes dont le formalisme tensoriel et les équations continues du modèle ;
- \* son système de coordonnées  $Z^*$  curvilignes ;
- \* son système de coordonnées s curvilignes ;
- \* ses processus physiques à l'échelle sous-maille : les processus physiques verticaux à l'échelle sous-maille, la diffusion latérale et la formulation des opérateurs visqueux.

Pour plus de détails sur le modèle voir le site web suivant <http://www.nemo-ocean.eu/> .

### **II.-3 Validation des SST du modèle**

Dans cette partie nous validons les SST du modèle en suivant la variation saisonnière de la SST et nous faisons une comparaison avec les SST de Reynolds et Levitus.

On constate que le modèle reproduit assez bien les observations (figure 8). La langue d'eau chaude est assez bien représentée. Cependant, comme tout modèle il y a quelques irrégularités en particulier sur les bords est. Le cycle saisonnier de la variation de la SST est aussi bien reproduit par le modèle. Les zones de maximum de SST (la langue d'eau chaude) sont assez bien représentées par le modèle ainsi que les zones d'upwelling côtier (les upwellings sénégal-mauritanien et de l'Angola-Benguela). Les températures de ces zones reproduites par le modèle sont plus chaudes que les observations.

On observe des biais de SST généralement positifs de Janvier à Juin sur les côtes sénégal-mauritanienes et de la Guinée (figure 10). Cependant un biais froid est localisé sur les côtes sénégalaises entre  $15^{\circ}\text{N}$  et  $20^{\circ}\text{N}$ . Ces biais positifs de SST sont observés sur les côtes sud (les côtes de l'Angola et du Benguela). Des biais froids sont aussi notés sur les côtes de l'Angola et la Namibie. Le biais maximum de l'ordre de  $4^{\circ}\text{C}$  est observé en Juin sur les côtes Angola-Benguela alors que le minimum de l'ordre de  $-2^{\circ}\text{C}$  est observé sur les côtes sénégalaises en Juin aussi. Les biais de SST (différence de SST entre le modèle et Levitus) sont presque chauds durant tous les 6 mois sur les bords est du nord au sud (figure 11). Il y a néanmoins des biais négatifs sur les côtes Angolaises. Ces biais de SST se propagent aussi vers le large.

Le cycle saisonnier de la variation mensuelle de SST décrit par la simulation ORCA025 est quasi similaire à ceux décrivent par Reynolds et Levitus (figures 12 et 13). Ainsi on peut dire que cette simulation reproduit assez bien les SST et son cycle saisonnier de la variation mensuelle de la SST en Atlantique

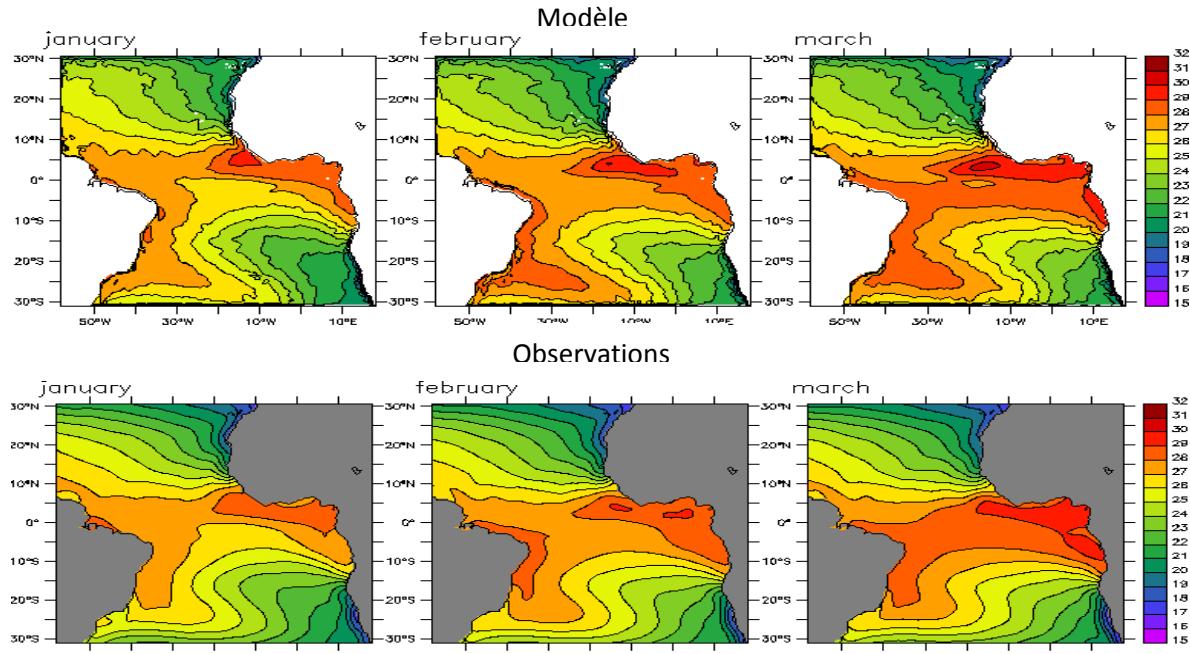


Fig.8 : SST climatologique du modèle en haut et observation (Reynolds) en bas de Janvier à Mars (couleur et contour)

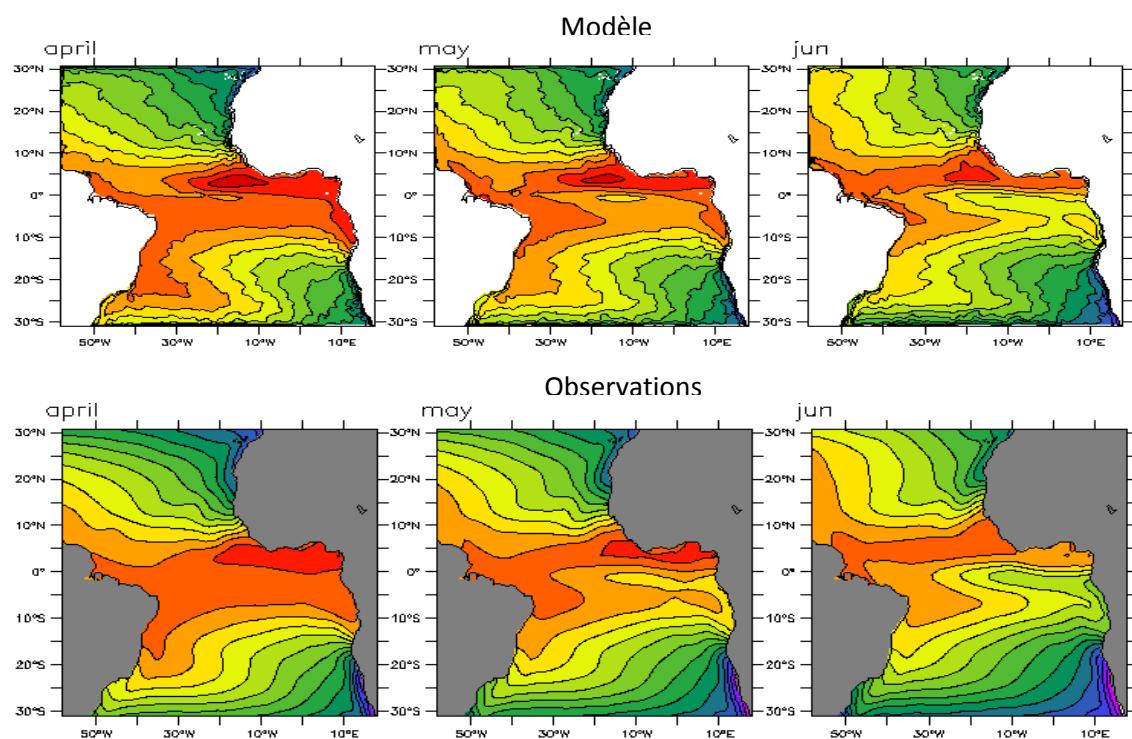


Fig.9 : SST climatologique du modèle en haut et observation (Reynolds) en bas de Janvier à Mars (couleur et contour)

Modèle

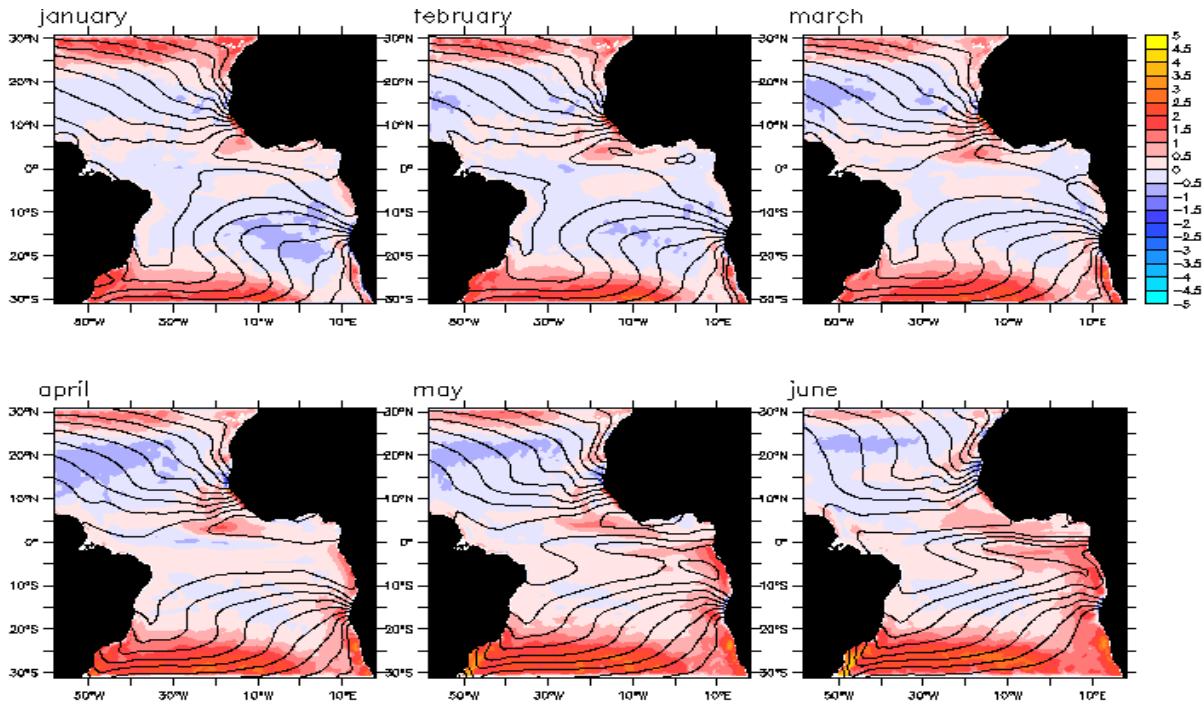


Fig10 : cycle saisonnier des biais climatologiques de SST de ORCA025-Reynolds de Janvier à Juin (couleur °C) et SST de Reynolds (contour noir °C)

Observations

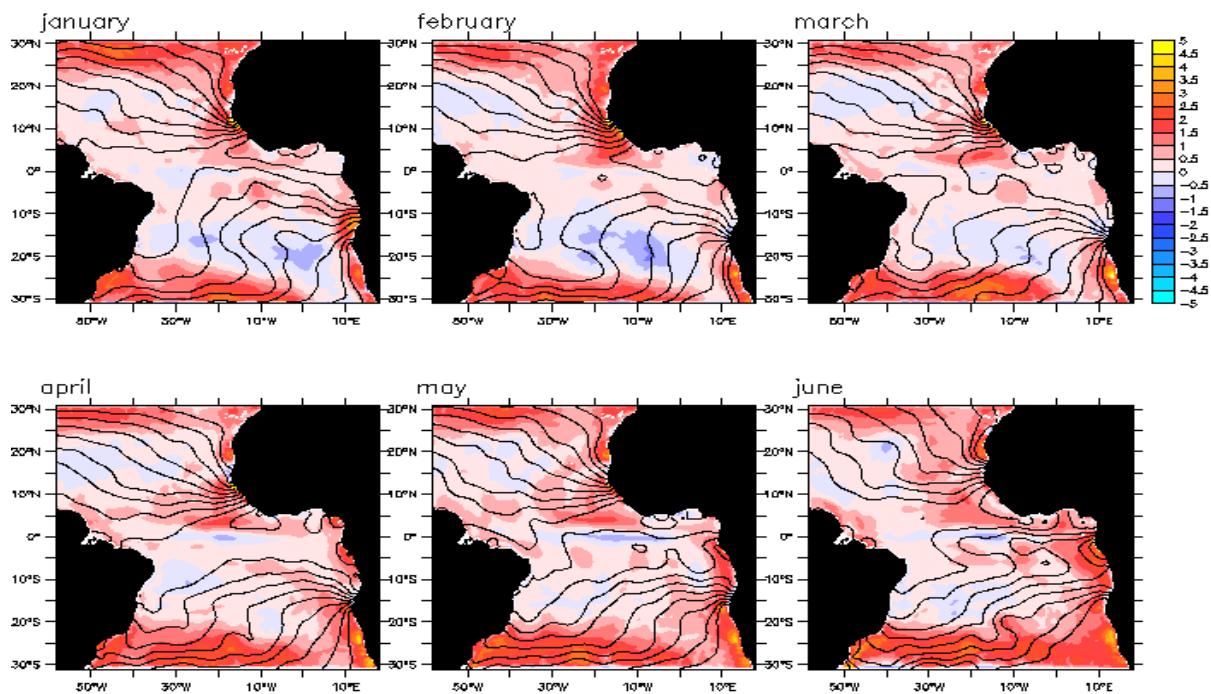


Fig11 : cycle saisonnier de biais climatologiques de SST de ORCA025-Levitus de Janvier à Juin (couleur °C) et SST de Levitus (contour noir °C)

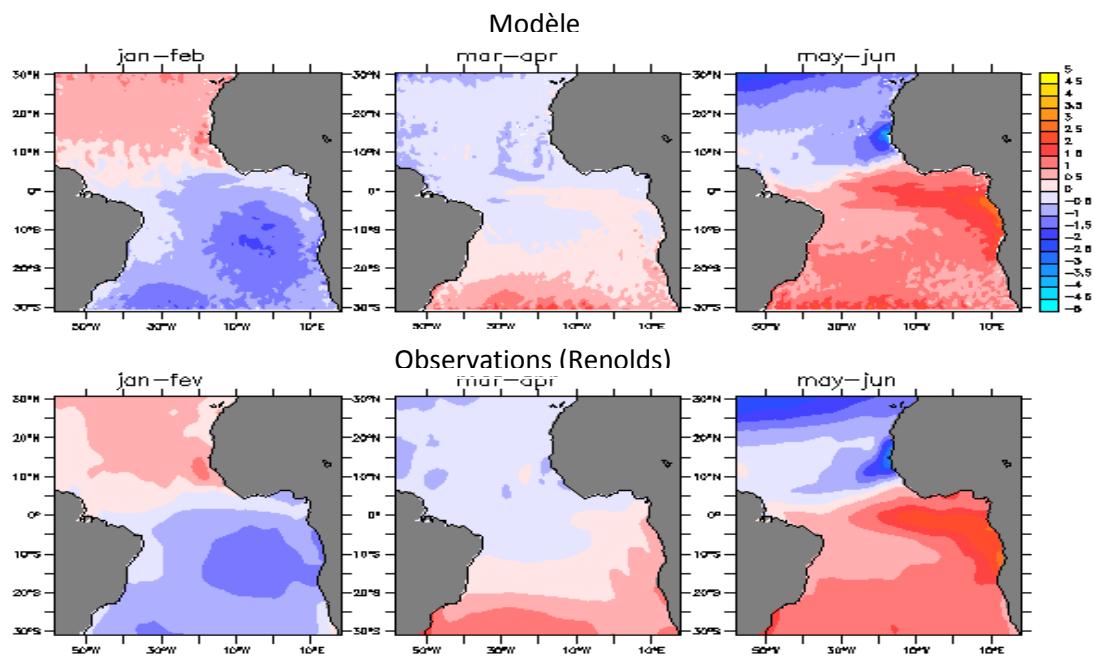


Fig.12 : cycle saisonnier de la variation mensuelle de SST de ORCA025 (en haut) et Reynolds (en bas)

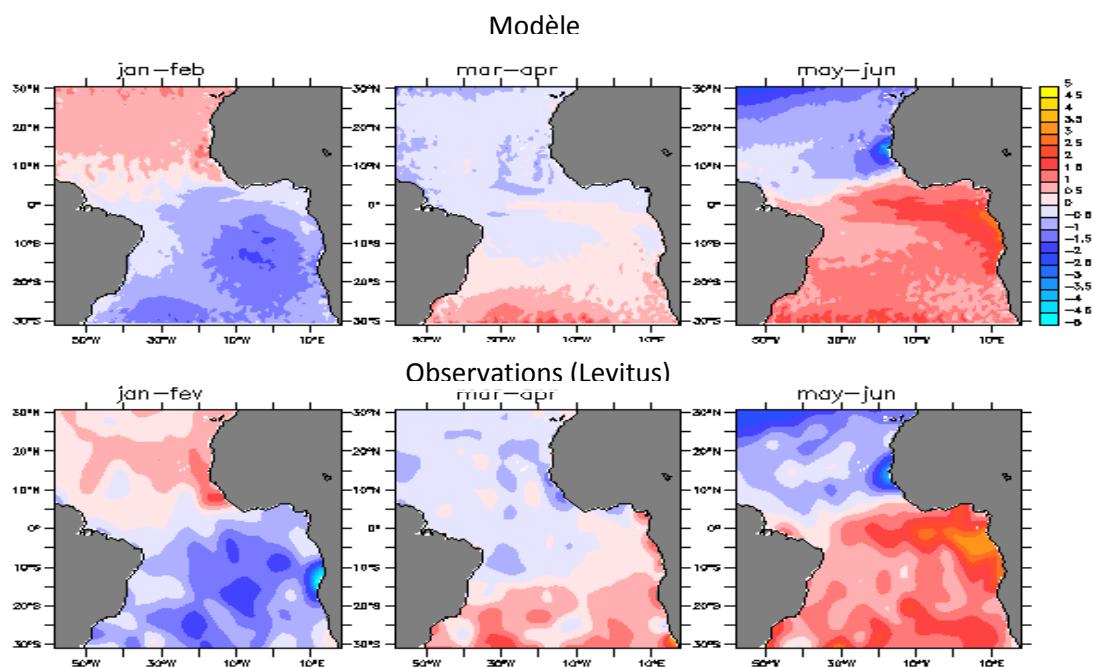


Fig.13: cycle saisonnier de la variation mensuelle de SST de ORCA025 (en haut) et Levitus (en bas)

## **\*Présentation de l'expérience :**

Nous avons effectué une expérience de rappel artificiel aux températures de Levitus. Ce rappel consiste à imposer à notre simulation ORCA025 les températures de Levitus. Ceci a été effectué entre 10°N et 30°N, et entre 10°S et 30°S. Il s'étend jusqu'à 100km au large de ces côtes. Nous avons effectué ce rappel jusqu'à 500 m de profondeur. La constante de rappel est de 10 jours. Cette expérience a pour but de réduire (corriger) les SST chaudes observées au niveau des zones d'upwelling côtier en Atlantique est. Nous avons suivi aussi l'évolution de correction dans le temps et dans l'espace.

Nous avons utilisé les données de SST, SSH et les termes du bilan de chaleur dans la couche de mélange fournies par l'expérience et la simulation de référence. Nous appelons anomalie la différence entre les sorties de l'expérience et la simulation de référence. C'est cette différence que nous allons utiliser tous au long de ce travail pour matérialiser le phénomène de propagation des anomalies de SST et SSH. Les anomalies de SSH étant un indicateur d'ondes de Rossby nous permettront de voir le rôle joué par ces dernières sur la propagation des anomalies de SST. Nous avons aussi utilisé les sorties de la simulation de référence pour représenter les courants zonaux moyens. Nous avons utilisé les termes du bilan de chaleur dans la couche de mélange pour montrer le rôle des courants horizontaux (géostrophiques et d'Ekman) dans la propagation des anomalies de SST.

## CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Dans cette partie nous allons analyser et discuter nos résultats afin de voir les mécanismes océaniques responsables de la propagation des anomalies de SST vers le large. On appelle anomalie ici la différence entre l'expérience de rappel artificiel aux températures de Levitus et la simulation de référence.

### III.-1 Propagation des anomalies de SSH et SST

Les figures 14 et 15 décrivent respectivement les propagations des anomalies de SSH et SST pendant six mois (Janvier à Juin).

Des anomalies positives de SSH sont observées au début (le 3 Janvier) voir annexes sur les bords est entre 10°N et 30°N, et entre 10°S et 30°S (figure 14) . Ceci peut être dû aux conditions initiales. A partir du 8 Janvier, des anomalies négatives de SSH commencent à apparaître sur les côtes sénégal-mauritanienes et se propagent vers le large, alors que sur les côtes de la Namibie, de l'Angola et du Benguela des anomalies positives de SSH se propagent vers l'ouest. De février à fin Mai des anomalies négatives de SSH se propagent vers le large à partir des côtes de la Namibie, de l'Angola et du Benguela, et la propagation d'anomalies positives est notée sur les côtes sénégal-mauritanienes. Le contraire est constaté pendant le mois de Juin. Cela montre que le rappel aux températures de Levitus a modifié de manière saisonnière le niveau de l'océan. Ces anomalies de SSH sont des indicateurs d'ondes de Rossby.

Des anomalies négatives de SST sont observées durant tous les six mois que l'expérience a duré (figure 15). Cela montre que les SST de l'expérience sont plus froides que celles de la simulation de référence. Ces anomalies se propagent vers le large et atteignent des centaines de kilomètres vers le large. A partir des côtes angolaises elles se propagent jusqu'à 1400 km, et jusqu'à 800 km à partir des côtes du Sénégal.

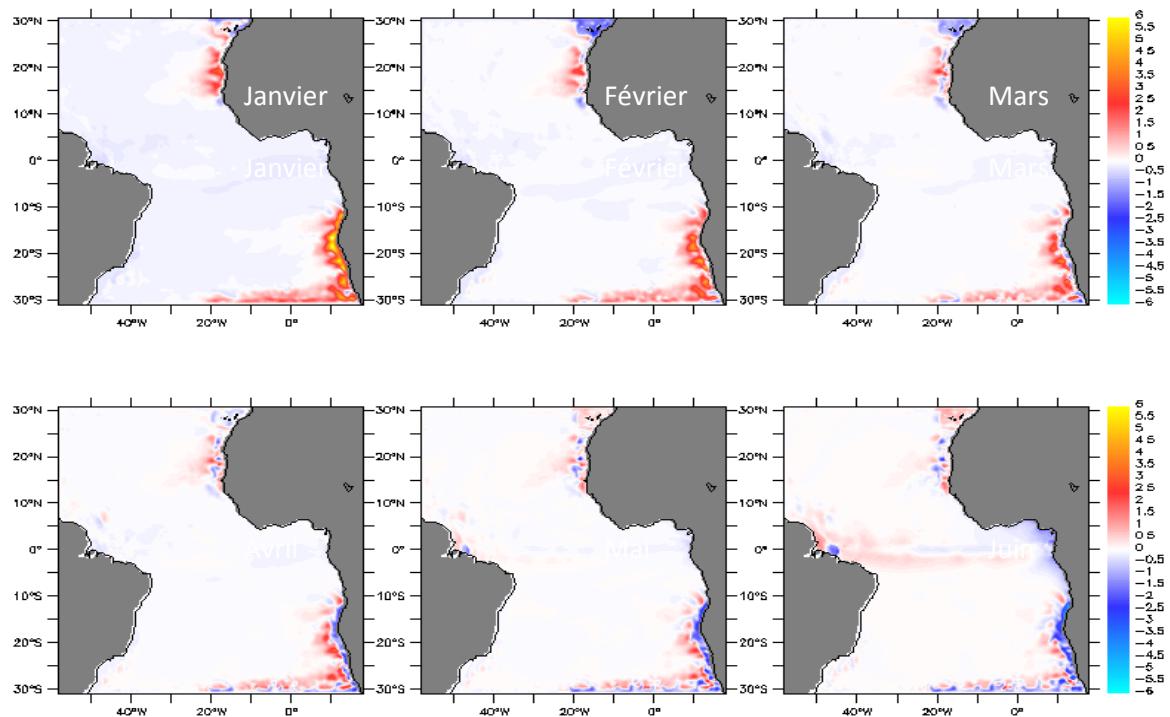


Fig.14 : propagation d'anomalies de SSH vers le large de Janvier à Juin

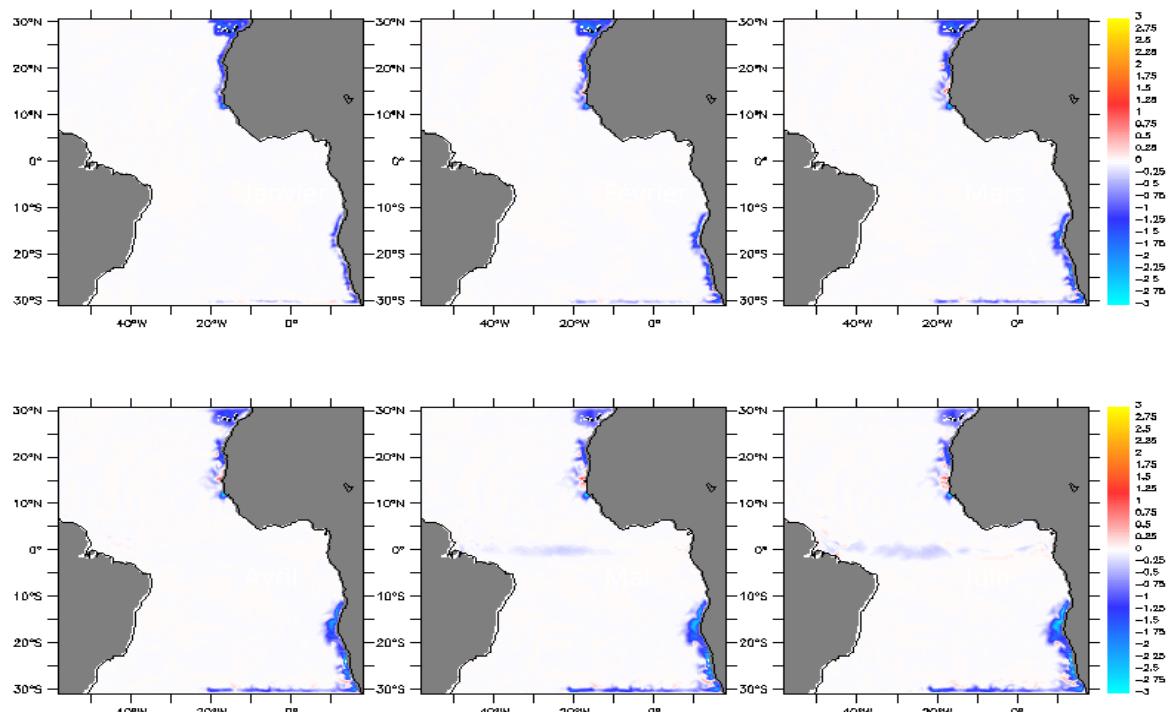


Fig.15 : propagation d'anomalies de SST vers le large de Janvier à Juin

### III.-2 Estimation des vitesses de propagation des anomalies de SSH et SST

Ici nous estimons les vitesses de propagation des anomalies de SST et SSH (ondes de Rossby) à différentes latitudes où nous observons des signaux de propagation d'anomalies de SST et SSH vers le large. Pour se faire nous estimons les pentes des signaux de propagation vers le large à partir des diagrammes Hovmöller (temps-longitude) en les approximant par de droites. Nous présentons les résultats pour les latitudes 23°S, 22°S, 19°S, 17°S, 23°N, 16°N, 15°N et 13°N. Les figures pour les latitudes 23°S, 19°S, 16°N et 15°N sont dans l'annexe.

#### A°) Zone sud

A 23°S, 22°S, 19°S et 17°S on observe des signaux d'anomalies négatives de SSH indicateurs d'ondes de Rossby et d'anomalies négatives de SST qui se propagent vers l'ouest en fonction du temps (figure 16, 17 et 18). Les signaux d'anomalies positives SSH observés peuvent être dus aux erreurs de condition aux limites. Ces signaux atteignent les 1400 km environ au large. Les signaux de propagation des anomalies de SSH et SST ont presque les mêmes caractéristiques. Ils ont des pentes quasi identiques. D'ailleurs une corrélation supérieure à 0.5 est trouvée entre ces deux anomalies montrant que ces dernières varient dans le même sens.

Pour estimer la vitesse du signal d'anomalies négatives on l'approxime d'abord par une droite. On choisit deux points sur cette droite que l'on projette suivant les axes des ordonnées et des abscisses. Enfin on fait le rapport de la distance entre les points en abscisse et en ordonnée qui correspond à la vitesse de propagation du signal. Les vitesses trouvées sont dans le tableau ci-dessous.

Latitudes	23°S	22°S	19°S	17°S
Vitesses anomalies de SSH (cm/s)	~3	~4	~4.2	~7.2
Vitesses anomalies de SST (cm/s)	~2.6	~3.5	~4.2	~7.1

Tableau 1 : Comparaison de vitesses de propagation d'anomalies de SSH et SST au Sud.

A chaque latitude considérée la vitesse de propagation de l'anomalie de SSH (indicateur d'onde de Rossby) est similaire à la vitesse de propagation de l'anomalie de SST. Par

exemple à 23°S la vitesse de propagation de l'onde de Rossby est d'environ 3 cm/s alors que celle de l'anomalie de SST est environ 2.6 cm/s presque 3 cm/s. il faut aussi noter que les vitesses de propagation de ces anomalies deviennent plus importantes lorsqu'on s'approche de l'équateur. Cela pourrait être expliqué par la force de Coriolis qui est quasi nulle quand on est près de l'équateur et importante vers les moyennes et hautes latitudes.

Donc on peut dire que les ondes de Rossby jouent un rôle dans la propagation des biais de SST au niveau de la zone d'upwelling de l'Angola et du Benguela.

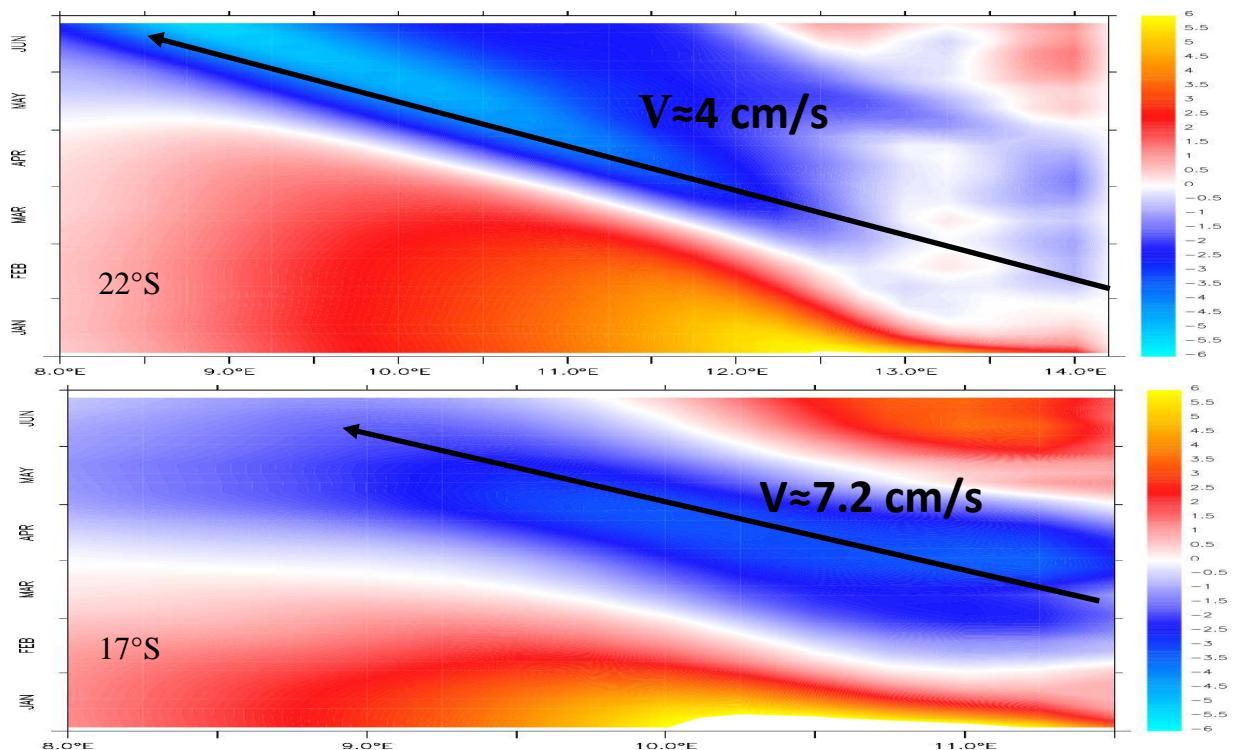


Fig.16: diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large)

**a**

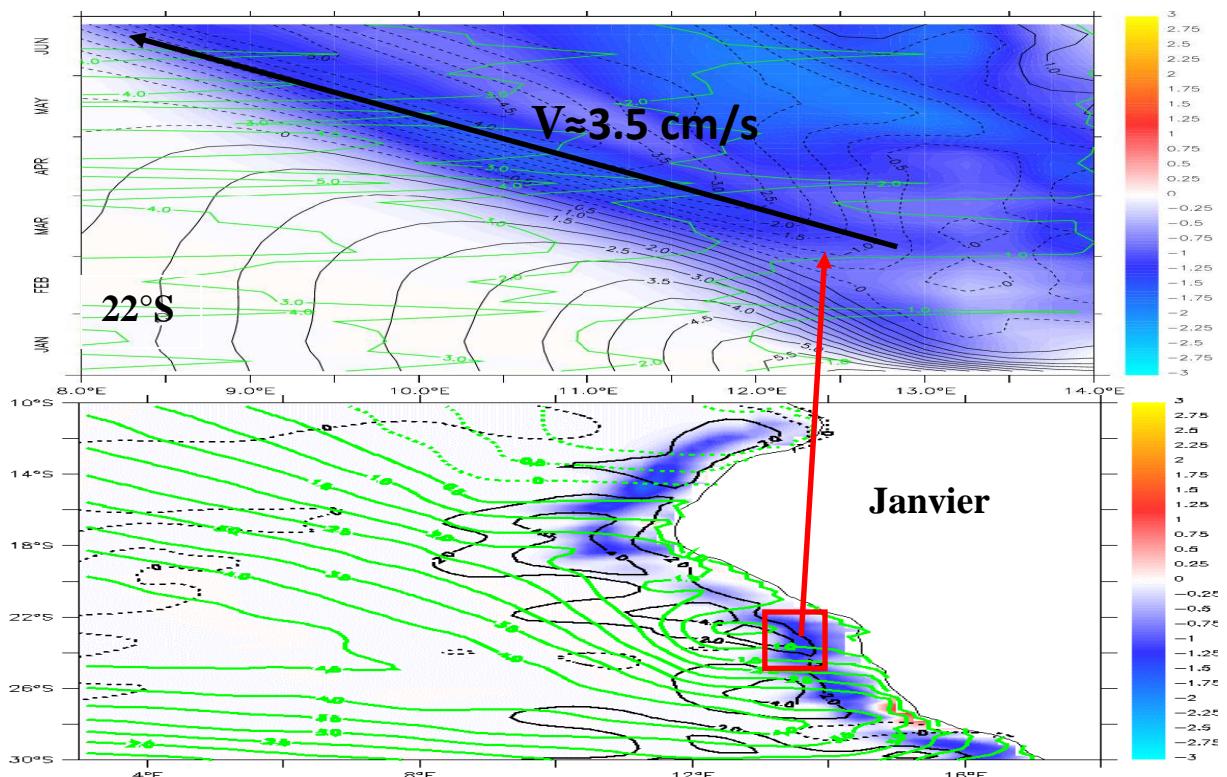


Fig.17 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a

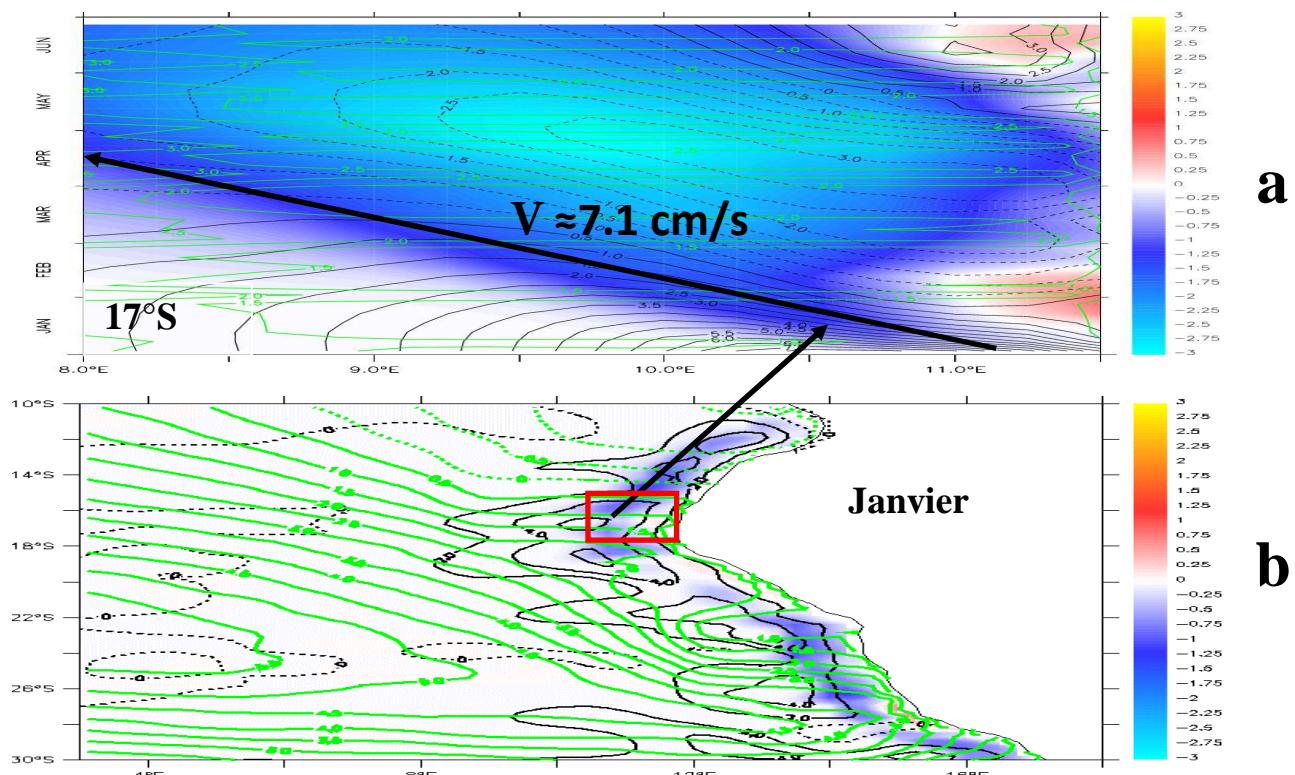


Fig.18 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a

## B°) Zone nord

A 23°N, 16°N, 15°N et 13°N on note aussi le phénomène de propagation des signaux d'anomalies négatives de SSH et SST vers le large (figures 19, 20 et 21). Ils atteignent 800 km à partir des côtes du Sénégal. Les signaux d'anomalies positives de SSH sont toujours présents mais ils ne nous intéressent pas puisqu'ils sont des erreurs. Au nord aussi les anomalies de SSH et SST ont des traits similaires. Leur corrélation est aussi supérieure à 0.5 prouvant aussi qu'elles varient dans le même sens.

Le principe de calcul des vitesses de propagation est le même comme énoncé ci-dessus. Les vitesses estimées sont le tableau ci-dessous.

Latitudes	23°N	16°N	15°N	13°N
Vitesses d'anomalies de SSH (cm/s)	~3.2	~3.2	~7.3	~8.2
Vitesses d'anomalies de SST (cm/s)	~2.5 et ~2.7	~3 et ~8	~7	~8.1

Tableau 2 : Comparaison de vitesses de propagation d'anomalies de SSH et SST au Nord.

Au nord, la vitesse de propagation des anomalies de SSH et celle des anomalies de SST sont quasi similaires à chaque latitude considérée. Cependant il faut remarquer qu'à 23°N et 16°N on a deux signaux de propagation. A 23°N ces signaux ont presque la même vitesse alors qu'à 16°N ils ont des vitesses différentes. A 16°N le second signal de l'anomalie de SST a une vitesse supérieure au signal de l'anomalie de SSH correspondant. Ceci pourrait être expliqué par le fait qu'il existe un autre mécanisme qui est derrière.

Ici aussi on peut dire que les ondes de Rossby jouent un rôle dans ce processus de propagation vers l'ouest.

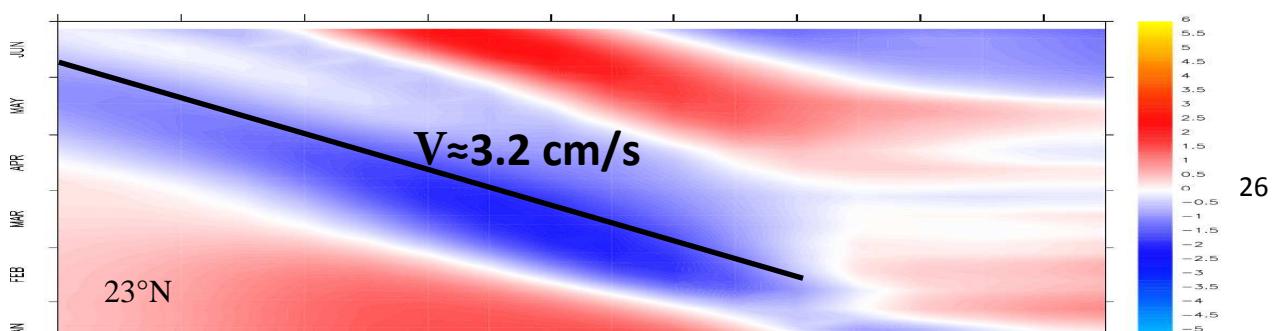


Fig.19: diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large)

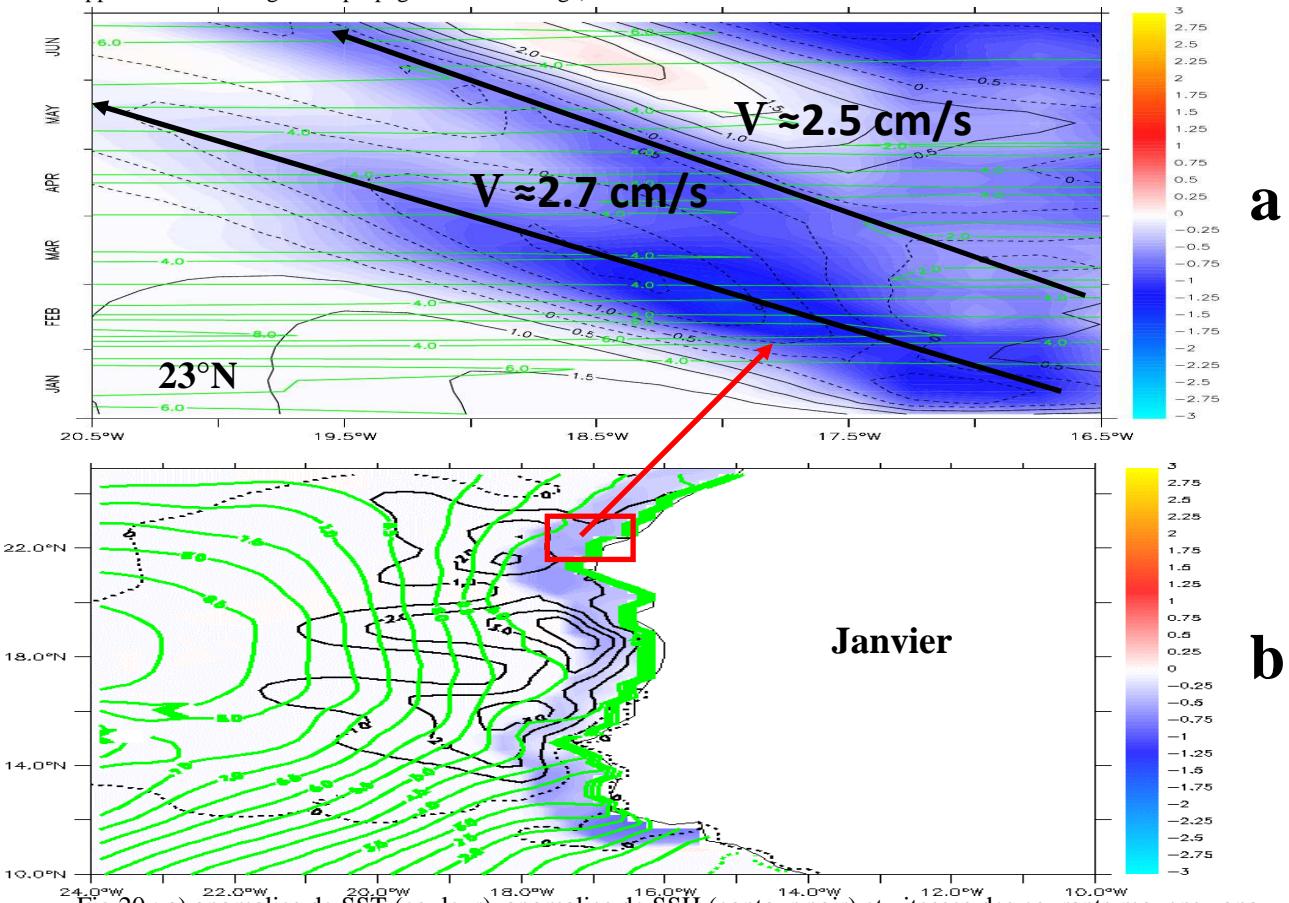


Fig.20 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a

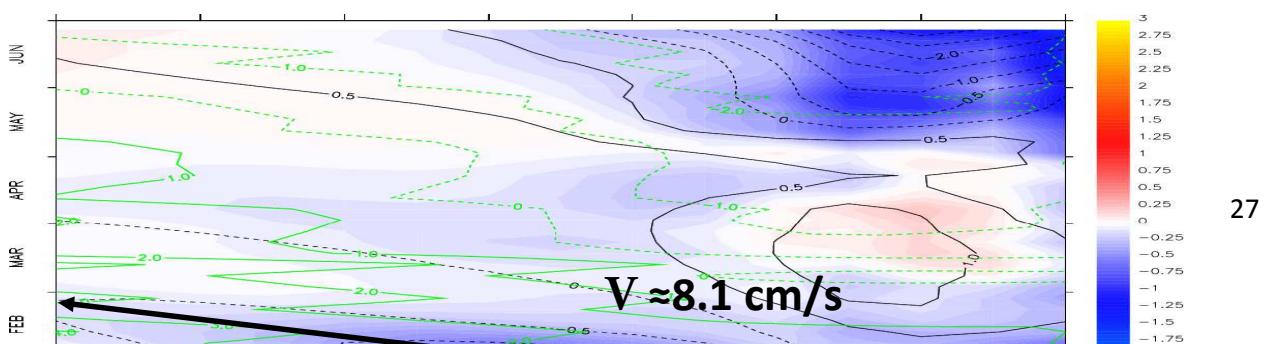


Fig.21 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a.

D'après ces deux analyses on peut dire que les ondes de Rossby participent à la propagation des biais de SST vers le large en Atlantique Est. Ce résultat est en accord avec celui de **Leeuwenburgh et Stammer, (2000)**.

### **C°) Comparaison de vitesses**

Ici nous comparons les vitesses des anomalies de SSH (indicateurs d'ondes de Rossby) et les vitesses des ondes prédites par la théorie standard de propagation libre et linéaire du premier mode barocline.

latitudes	23°S	22°S	19°S	17°S	23°N	16°N	15°N	13°N
Vitesses de propagation d'anomalies de SSH (cm/s)	~3	~4	~4.2	~7.2	~3.2	~3.2	~7.3	~8.2
Vitesse de propagation des ondes de Rossby du premier mode barocline prédictes par la théorie standard de propagation libre linéaire (cm/s)	5	5.1	7.8	9	5	10	12.5	15

Tableau 3 : comparaison de vitesses des anomalies de SSH avec les vitesses d'ondes de Rossby prédictes par la théorie standard de propagation libre et linéaire du premier mode barocline.

De manière générale il existe un écart important entre les vitesses de propagation des anomalies de SSH (indicateur d'ondes de Rossby) et les vitesses des ondes de Rossby prédictes par la théorie standard de propagation libre et linéaire. Ce résultat est en accord avec les travaux de Chelton et Schlax, (1996). Ces derniers ayant utilisé des données d'observation ont constaté qu'il y'avait un grand écart entre leurs vitesses et celles de cette théorie. D'après eux ces écarts sont trop importants pour être des artefacts. Puisqu'ils ont écarté toute possibilité d'erreurs lors de l'échantillonnage et du traitement des données. Ainsi ils ont conclu que cette théorie est déficiente pour prédire les vitesses des ondes de Rossby observées. Dela on peut dire aussi que cette théorie est ne peut pas prédire les vitesses des ondes de Rossby modélisées.

### III.-3 Les termes du bilan de chaleur dans la couche de mélange

Pour interpréter et comprendre les anomalies de SST observées ci-dessus, et leur relation avec les anomalies de SSH nous allons regarder les considérations théoriques contrôlant les changements de SST près de la surface. Les termes du bilan de chaleur dans la couche de mélange permettent d'étudier ces échanges de chaleur dans la couche de mélange par les termes de tendance exerçant un rôle dans la variation de la SST. Nous utilisons l'équation d'évolution de températures dans la couche de mélange données par **Peter et al., (2006)** .

$$\frac{\partial SST}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}}_{a} + \underbrace{D_l(z)}_{b} + \underbrace{\frac{1}{ML} \frac{\partial ML}{\partial t} (SST - T(z = ML))}_{c} + \underbrace{\frac{K_z \partial T}{\partial z} (z = ML)}_{d} + \underbrace{\frac{Q^* + Q_s(1 - f(z = ML))}{\rho_0 C_p ML}}_{e}$$

Les crochets décrivent une moyenne verticale sur la couche de mélange (ML, mixed layer). (a) représente l'advection, (b) la diffusion latérale, (c) l'entrainement 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.

Puisqu'on s'intéresse au phénomène de transport, on représente seulement les termes d'advections zonale et méridienne ainsi que leur somme. L'advection verticale est négligée car elle est 100 fois plus petite que les advections zonale et méridienne.

#### A°) Zone sud :

On s'intéresse aux signaux importants de refroidissement de la dérivée temporelle de l'anomalie de SST, c'est-à-dire là où on a mis les flèches noires (figures 22 et 23). Les autres signaux sont considérés comme secondaires. Nous comparons ces signaux avec les signaux d'advection d'eau froide par les courants zonaux et méridiens (figures 22b, 22c, 23b et 23c). A 22°S et 17°S les signaux de propagation de la dérivée temporelle de l'anomalie de SST sont confondus aux signaux de propagation de l'anomalie de SST, mais un peu confondu avec les signaux de propagation d'anomalies de SSH. La même chose est aussi observée aux latitudes 23°S et 19°S (figures voir annexe). Les signaux de la dérivée temporelle des anomalies de SST se déplacent vers l'ouest en fonction du temps. On remarque que ces signaux sont principalement dus à l'advection zonale avec une faible contribution de l'advection méridienne à 23°S, 22°S et 19°S. Cependant on remarque qu'à 17°S la participation de l'advection méridienne est plus importante que celle de l'advection zonale.

De là on peut dire que c'est l'advection zonale est le principal terme du bilan de chaleur dans la couche de mélange qui transportent ces eaux froides vers l'ouest bien vrai une contribution de l'advection méridienne dans la zone sud.

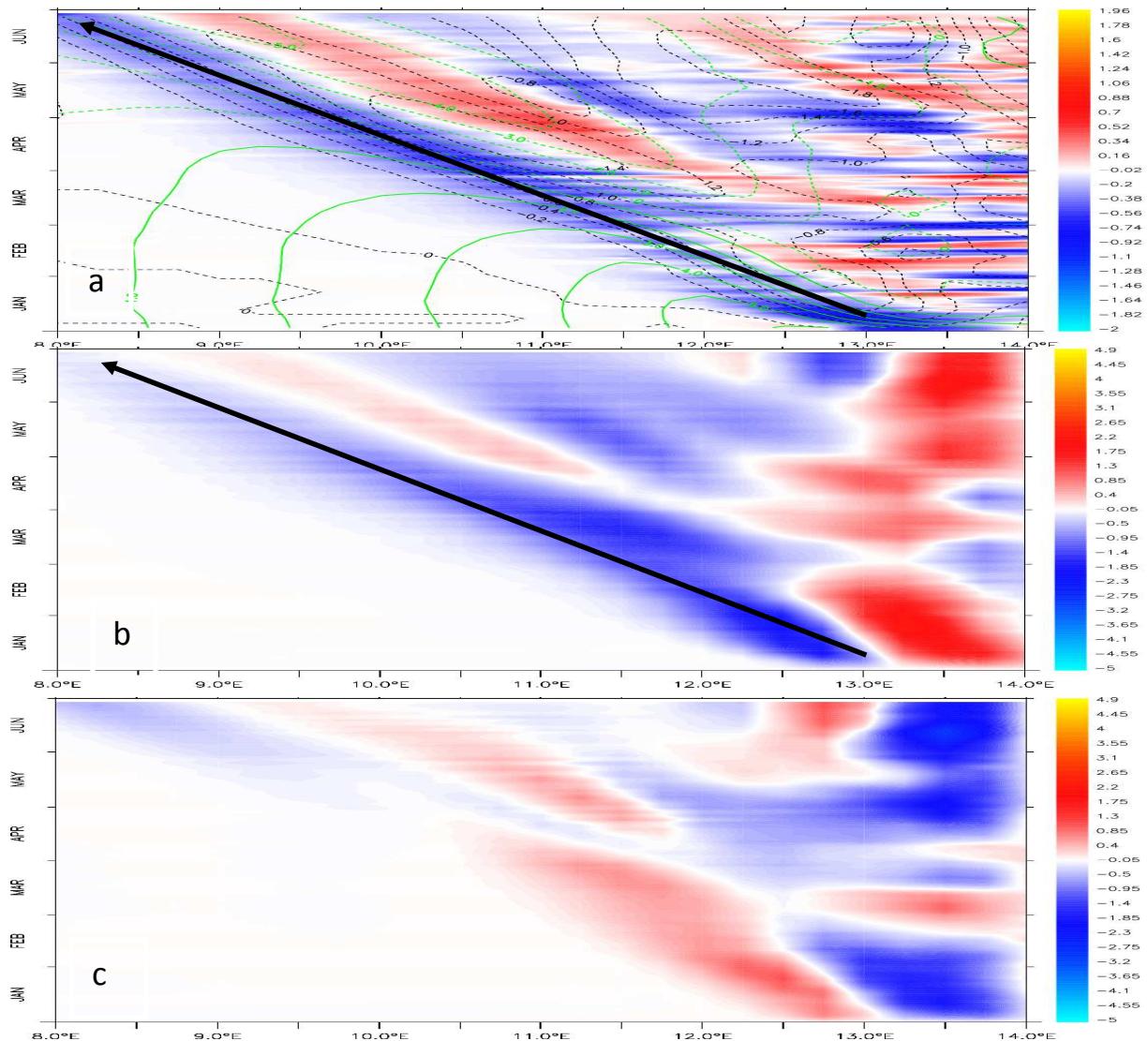


Fig.22 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), anomalies de SST (contour noir  $^{\circ}\text{C}$ ) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonale x10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) ; c°) advection méridien x10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à  $22^{\circ}\text{S}$

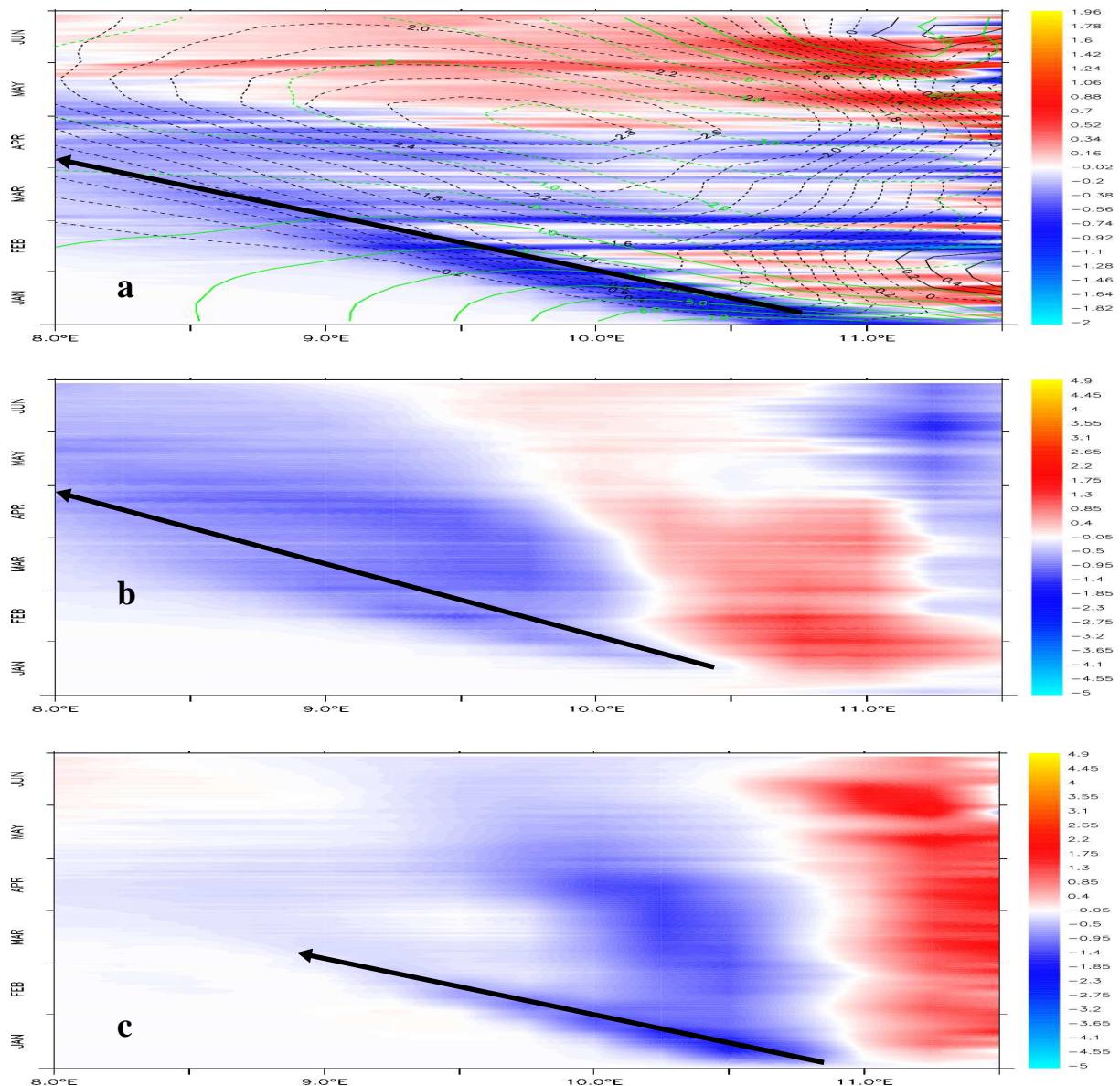


Fig.23 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), anomalies de SST (contour noir  $^{\circ}\text{C}$ ) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) ; c°) advection mériennex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 17°S.

## **B°) zone nord :**

Comme dans la zone sud, on s'intéresse aux signaux de refroidissement. On observe des signaux de propagation de l'anomalie de SST et sa dérivée temporelle confondus et un peu confondus avec les signaux de propagation des anomalies de SSH (figures 24a et 25a). On compare toujours les signaux de refroidissement de la dérivée temporelle de l'anomalie de SST et les termes d'advection d'eaux froides vers l'ouest. A 23°N et 13°N (figures 24b, 24c, 25b et 25c) on constate que la propagation de la dérivée temporelle de l'anomalie de SST est principalement due à l'advection zonale. Il faut aussi noter que l'advection méridienne y participe mais faiblement. Ce même phénomène est observé aux autres latitudes (16 et 15°N) voir annexe.

Ceci nous permet de dire que dans la zone nord aussi l'advection zonale est le contributeur dominant dans ce processus de transport d'eau vers l'ouest.

En somme, ceci montre que la propagation des biais de SST vers le large est principalement due aux courants zonaux (géostrophiques et d'Ekman). D'ailleurs les travaux de **Large et Danabasoglu**, (2006) ont montré que les biais de SST sont advectés par les courants.

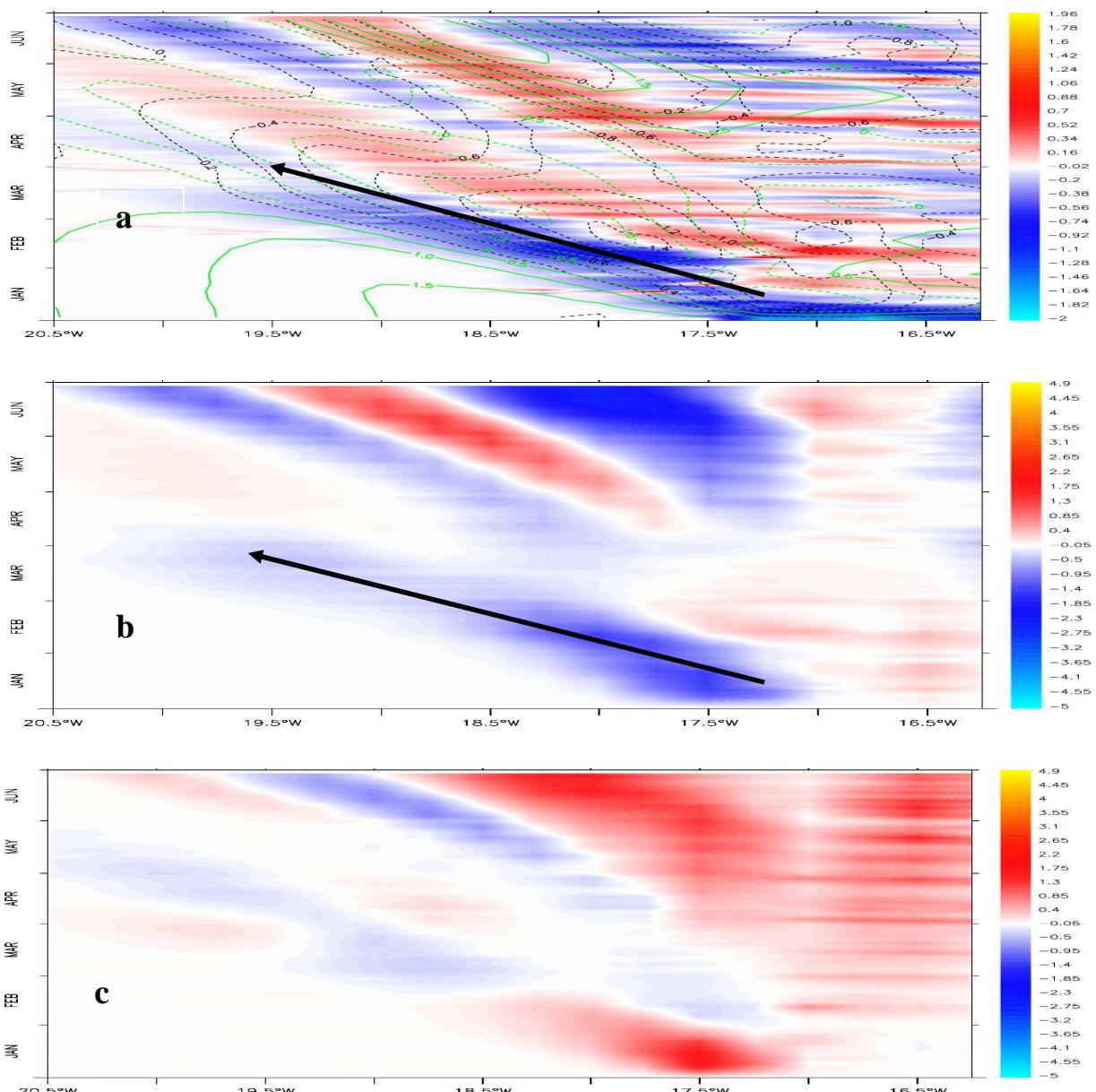


Fig.24 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et

anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennex10 (couleur °C/jr) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 23°N.

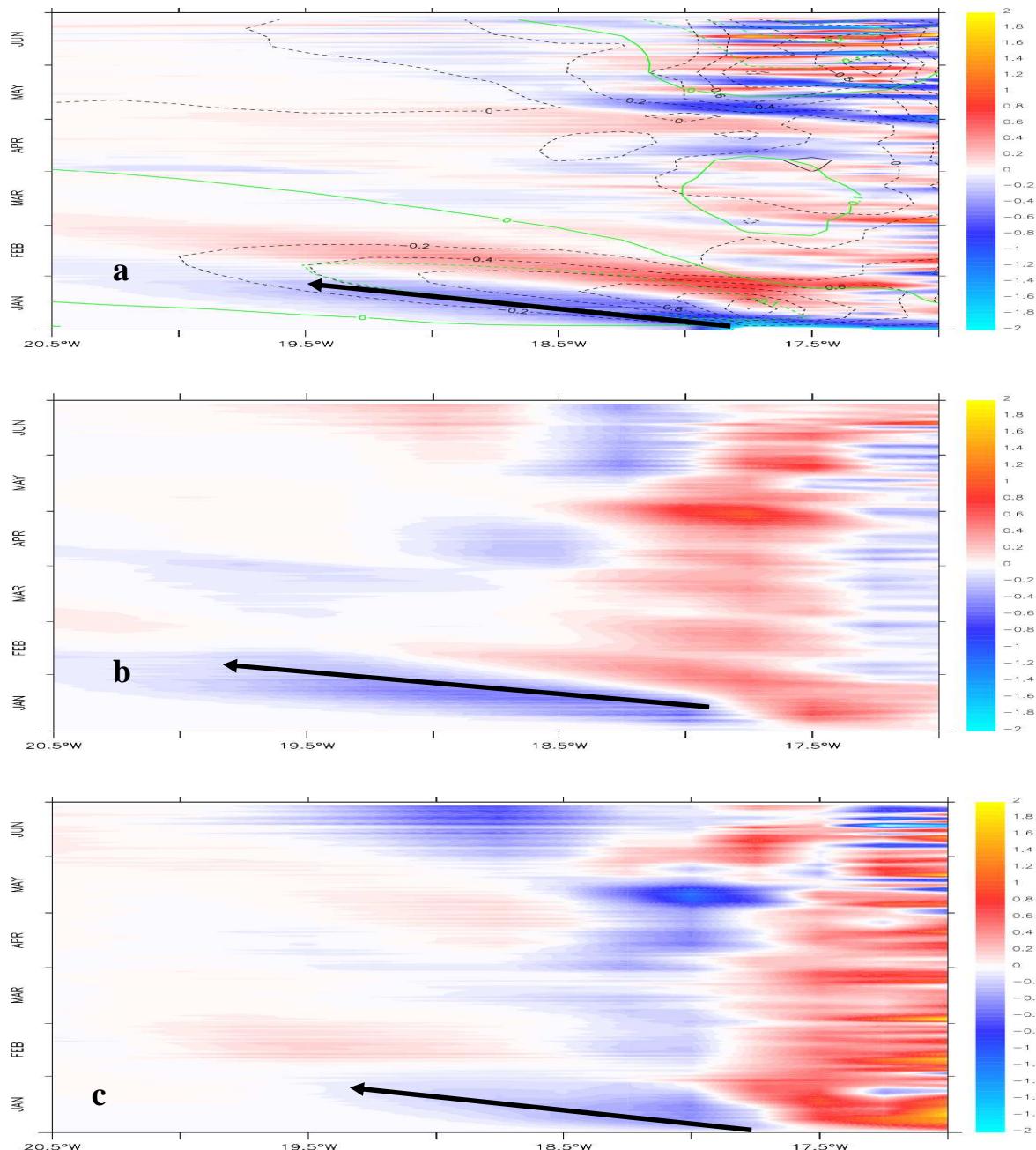


Fig.25 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), anomalies de SST (contour noir  $^{\circ}\text{C}$ ) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) ; c°) advection méridiennex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à  $13^{\circ}\text{N}$

## Conclusions et perspectives :

Ce stage a pour objectif principal de comprendre et de décrire les principaux mécanismes océaniques responsables de la propagation vers le large des anomalies de SST côtières. L'analyse s'est portée sur les ondes de Rossby et les courants horizontaux en particulier les courants zonaux (géostrophiques et d'Ekman) supposés être les mécanismes responsables de la propagation des erreurs de SST vers le large.

La validation des SST de la simulation ORCA025 avec celles des observations révèle que les SST simulées sont assez proches des observations bien vrai que les SST du modèle soient plus chaudes sur les zones d'upwelling côtier.

Le rappel artificiel aux températures de Levitus sur le bord est entre 10°N et 30°N, et entre 10°S et 30°S jusqu'à 100 km vers l'ouest et 500 m de profondeur a été effectué. Ce rappel a permis de réduire les SST chaudes sur les zones d'upwelling côtier en Atlantique entraînant ainsi des anomalies négatives de SST. Ces anomalies se propagent vers le large jusqu'à 27°W (800k) à partir des côtes du Sénégal, et jusqu'à 5°E (1400km) à partir des côtes angolaises. Ce rappel a modifié ainsi le niveau de la mer créant des anomalies de SSH qui sont des indicateurs d'ondes de Rossby, qui se propagent eux aussi vers le large.

L'estimation des vitesses de propagation des ondes de Rossby et des anomalies de SST montre que ces dernières ont presque la même vitesse à chaque latitude considérée. Ceci montre que les ondes de Rossby ont un effet sur la propagation des biais de SST vers le large. Ce même résultat a été trouvé par Leeuwenburgh et Stammer, (2000). La comparaison des vitesses de ces ondes de Rossby avec les vitesses des ondes de Rossby prédictes par la théorie standard de libre propagation et linéaire des ondes de Rossby du premier mode barocline révèle que cette théorie est déficiente pour prédire la vitesse de propagation de ces ondes modélisées. Chelton et al., 1996 ont montré aussi que cette théorie est déficiente pour prédire les vitesses des ondes de Rossby observées.

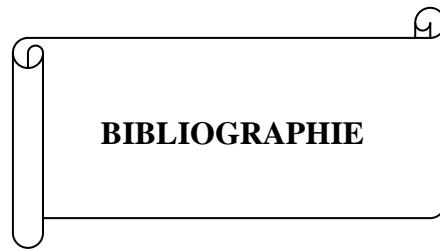
La décomposition du budget de chaleur dans la couche de mélange en ses différents termes a montré que la propagation des biais de SST vers le large est principalement due à l'advection horizontale d'anomalies de SST. Il faut toutefois noter que c'est l'advection zonale qui contribue le plus à cette propagation. Ce même résultat est en accord avec celui de Large et

Danabasoglu, (2006). Le flux de subsurface et le flux atmosphérique ont tendance à se détruire donc ne participent pas à ce phénomène de transport vers le large.

Ainsi la propagation des biais de SST est principalement due aux courants horizontaux plus précisément aux courants zonaux (géostrophiques et d'Ekman) bien vrai qu'il y'ait une participation des ondes de Rossby.

Ainsi il serait intéressant de faire une étude plus détaillée (spécifique) pour quantifier la part de chacun de ces paramètres (courants géostrophiques, transport d'Ekman et ondes de Rossby) dans la propagation des biais de SST vers le large. Cette étape est cruciale pour prétendre à une meilleure correction de ces SST chaudes afin de prédire avec certitude à quelques erreurs près le climat de l'Afrique en particulier du globe. Cela devrait se faire avec plusieurs modèles pour mieux cerner et comprendre le problème. Il faudrait aussi étudier l'impact de ces biais de SST sur la prédition du climat de ces régions.

Mais il serait aussi important de faire une étude de l'impact de ces biais chauds de SST sur les précipitations et la salinité au niveau des modèles.



**Adamec, D., and J. J. O'Brien , 1978** :The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 1050 – 1060, doi:10.1175/1520-0485(1978)008<1050:TSUITG>2.0.CO;2.

**Bakun, A., 1978:** Guinea Current Upwelling. *Nature*, **271**, 147-150.

**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.

**Binet, D., 1997:** Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea currents 1964-1993: The role of Trade Winds and the Southern Oscillation. *Oceanologia Acta*, **20**, 177-190.

**Clarke, A. J., 1979:** On the generation of the seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea, *J. Geophys. Res.*, 84, 3743 – 3751, doi: 10.1029/JC084iC07p03743

**Chelton, D.B et Schlax, M.G, 1996:** Global Observations of Ocean Rossby Waves. *J. of the American Association for the Advancement of Science*, 1-12

**Boyer, D., J. Cole, and C. Bartholome, 2000:** Southwestern Africa: Northern Benguela Current region. *Marine Pollution Bulletin*, **41**, 123-140.

**de Coëtlogon, G et al., 2009:** Intraseasonal variability of the ocean – atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *J of Royal Meteorological Society*, 1-29

**Davey, M et al., 2001:** A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Climate Dynamics*, 18,403-420

**Dias, C.A., 1983a:** Note on the evidence of a permanent southward flow of the upper oceanic tropospheric waters off Angola at 12°S. *Collection of Scientific Papers International Commission for the Southeast Atlantic Fisheries*, **10**, 99-102.

**Dias, C.A., 1983b:** Preliminary report on the physical oceanography off southern Angola, March and July 1971. *Collection of Scientific Papers International Commission for the Southeast Atlantic Fisheries*, **10**, 103-116.

**Dottori, M et Clarke A.J, 2009:** Rossby Waves and the Interannual and Interdecadal Variability of Temperature and Salinity off California. *J. of Physical Oceanographie*, **39**, 2543-2561

**Fedoseev, A., 1970:** Geostrophic circulation of surface waters on the shelf of north-west Africa. *Rapp. P.-V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, **159**, 32-37.

**Florenchie, P., J. R. E. Lutjeharms, C. J. C. Reason, S. Masson, and. Rouault (2003):** The source of Benguela Niño's in the South Atlantic ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1505, doi: 10.1029/2003GL017172.

**Garzoli, S.L. and A.L. Gordon, 1996:** Origins and variability of the Benguela Current. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 897-906.

**Greatbatch, R. J., and K. A. Peterson 1996:** Interdecadal variability and oceanic thermohaline adjustment, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,467– 20,482, doi: 10.1029/96JC01531.

**Hardman, N.J. et al., 2003:** Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. *J .of progress in Oceanography*, **59**, 181-221

**Henin, C., P. Hisard, and B. Piton, 1986:** *Observations hydrologiques dans l'océan Atlantique Equatorial*, Ed. ORSTOM, FOCAL, **1**, 1-191.

**Hisard, P., C. Henin, R. Houghton, B. Piton, and P. Rual, 1986:** Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984. *Nature*, **322**, 243-245.

**Huang et al., 2007:** Evolution of model systematic errors in the Tropical Atlantic Basin from coupled climate hindcasts. *Climate Dynamics*, **28**, 661-682

**Illig, S., B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. De Mey, F. Bonjean, and G. S. Lagerloef, 2004:** Interannual long equatorial waves in the tropical Atlantic from a high-resolution ocean general circulation model experiment in 1981 – 2000, *J. Geophys. Res.*, **109**, C02022, doi: 10.1029/2003JC001771.

**Ingham, M.C., 1970:** Coastal upwelling in the northwestern gulf of Guinea. *Bulletin of Marine Science*, **20**, 1-34.

**Large, W.G et Danabasoglu, 2006:** Attribution and Impacts of Upper-Ocean Biases in CCSM3. *J. of American Meteorological Society*, **19**, 2325-2346

**Lass, H.U., M. Schmidt, V. Mohrholz, and G. Nausch, 2000:** Hydrographic and current measurements in the area of the Angola-Benguela front. *Journal of Physical Oceanography*, **30**, 2589-2609.

**Lathuilière, C, 2008:** Echange côte-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord Est. Thèse de Doctorat. *Univ. P. M. Curie de Paris 6*, 154p

**Lazar, A., R. Murtugudde et A. J. Busalacchi., 2007:** A model study of Temperature anomaly propagation from the Subtropics to Tropics within the South Atlantic thermocline. *J. of Geophysical Research Letters*, **28**, 1271-1274

**Lazar, A., I. Polo, S. Arnault et G. Mainsant., 2006:** Kelvin waves activity in the Eastern tropical atlantic.

**Leeuwenburgh et Stammer, 2000:** The Effect of Ocean Currents on Sea Surface Temperature Anomalies. *J. of Physical Oceanography*, 31, 2340-2358

**Lentz, S. J, 1992:** The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *J. of American Meteorology Society*, 22, 1517-1539.

**Longhurst, A.R., 1962:** A review of the Oceanography of the Gulf of Guinea. *Bull. Inst. Afr. Noire*, 24, 633-663.

**Marchal, E. and J. Picaut, 1977:** Repartition et abondance evaluees par echo-integration des poissons du plateau ivoiro-ghaneen en relation avec les upwellings locaux. *J. Rech. Oceanog.*

**Matsuno, T., 1966:** Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 44, 25-43.

**Mazeika, P.A., 1967:** Thermal domes in the eastern Atlantic Ocean. *Limnology and Oceanography*, 12, 537-539. 2, 39-57.

**McClain, C.R. and J. Firestone, 1993:** An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 98, 12327-12339.

**Meeuwis, J.M. and J.R.E. Lutjeharms, 1990:** Surface thermal characteristics of the Angola-Benguela front. *South African Journal of Marine Science*, 9, 261-279.

**Mittelstaedt, E., 1991:** The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26, 307-355.

**Moroshkin, K.V., V.A. Bunov, and R.P Bulatov, 1970:** Water circulation in the eastern South Atlantic Ocean. *Oceanology*, 10, 27-34.

O'Brien,J.J., D. Adamec, and D. W. Moore (1978), A simple model of upwelling in the Gulf of Guinea, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 641 – 644, doi:10.1029/GL005i008p00641.

**O'Toole, M.J., 1980:** Seasonal distribution of temperature and salinity in the surface waters off south West Africa, 1972-1974. *Investigational Report South Africa Sea Fisheries Institute*, **121**, 1-25.

**du Penhoat, I, Delcroix, T, et Picaut, J, 1993:** Interpretation of Kelvin/Rossby waves in the equatorial Pacific from model-Geosat data intercomparison during the 1986-1987 El Niño. *J. Oceanologica Acta*, 15, 545-554.

**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. *Univ. de Toulouse III*. 190p.

**Peterson, R.G. and L. Stramma, 1991:** Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**, 1-73.

**Philander, S. G. H. , 1990:** El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation, Int. Geophys. Ser., vol. 46, 293 pp., Academic, New York.

**Picaut, J., 1983:** Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **13**, 18-37.

**Polo, I., Lazar, A. Rodriguez-Fonseca, B. and Arnault, S. 2008 :** oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability : 1. Kelvin characterization. *J. of Geophysical Research*, 113, 1-18.

**Richardson, P.L. and G.Reverdin, 1987:** Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters,

current meters, and ship drifts. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 3691-3708.

**Richter, I. et Xie, S-P, 2008:** On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *J. of Climate Dynamic*, 31, 587-598.

**Schouten, M. W., R. P. Matano, and T. P. Strub, 2005:** A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data, Deep Sea Res., Part 1, 52, 477–493, doi:10.1016/j.dsr.2004.10.007.

**Signorini, S.R., R.G. Murtuguddo, C.R. McClain, J.R. Christian, J. Picaut, A.J. Busalacchi, 1999:** Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* **104**, 18367-18382.

**Stammer, D.,1997 :**Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1743 – 1769, doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1743:GCOOVE>2.0.CO;2.

**Busalacchi, 1999:** Biological and physical signatures in the tropical and subtropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research* **104**, 18367-18382.

**Servain, J., J. Picaut, and J. Merle., 82** Evidence of remote forcing in the quatorial Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 457 – 463, doi:10.1175/1520-0485(1982)012<0457:EOFIT>2.0.CO;2.

**Skogen, M.D., 1999:** A biophysical model applied to the Benguela upwelling system. *South African Journal of Marine Science*, **21**, 235-249.

**Suarez M. J. et P. S. Schopf, 1988 :** A delayer action oscillator for ENSO, *J Atm. Sciences*, 45, 3283-3287.

**Verstraete, J.M., 1992:** The seasonal upwellings in the Gulf of Guinea. *Progress in Oceanography*, **29**, 1-60.

**Wang, B, 1988:** Dynamics of Tropical Low-Frequency Waves: An analysis of the Moist Kelvin Waves. *J. American Meteorology Society*, 45, 2051-2065.

**Wang, B et Rui, H, 1990:** Dynamics of the Coupled Moist Kelvin-Rossby Wave on an Equatorial beta-plane. *J. of American Meteorology Research*, 47, 397-413.

**Wedepohl, P.M., J.R.E. Lurjeharms, and J.M. Meeuwis, 2000:** Surface drift in the south-east Atlantic Ocean. *South African Journal of Marine Science*, 22, 71-79.

**Wooster, W.S., A. Bakum, and D.R. McLain, 1976:** The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34, 131-140.

**Wright, D. G et Xu, Z, 2004:** Double Kelvin Waves over the Newfoundland Shelf-break. *J. Canadian Meteorology and Oceanography Society*, 42, 101-111.

**Yeager, S., W. Large, J. Hack, and C. Shields, 2006:** The low resolution CCSM3. *J. Climate*, 19, 2545–2566.

(<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/canary.html/>)

(<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/guinea.html/>)

(<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/angola.html/>)

(<http://oceancurrent.rsmas-miami.edu/atlantic/benguela.html/>)



## **FIGURES ANNEXES**

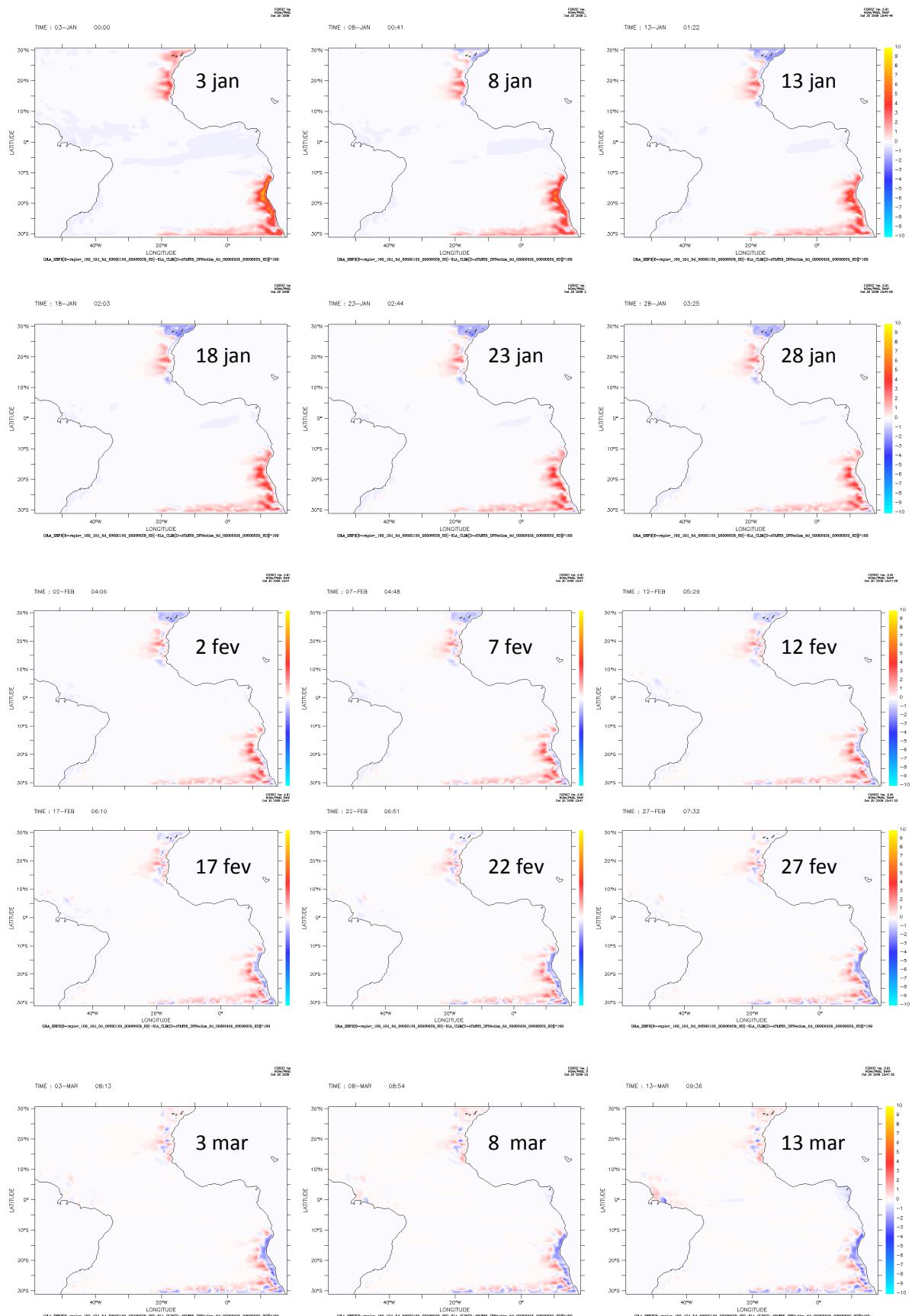


Fig.26: propagation d'anomalies de SSH vers le large du 3 Janvier au 13 Mars par pas de 5 jours.

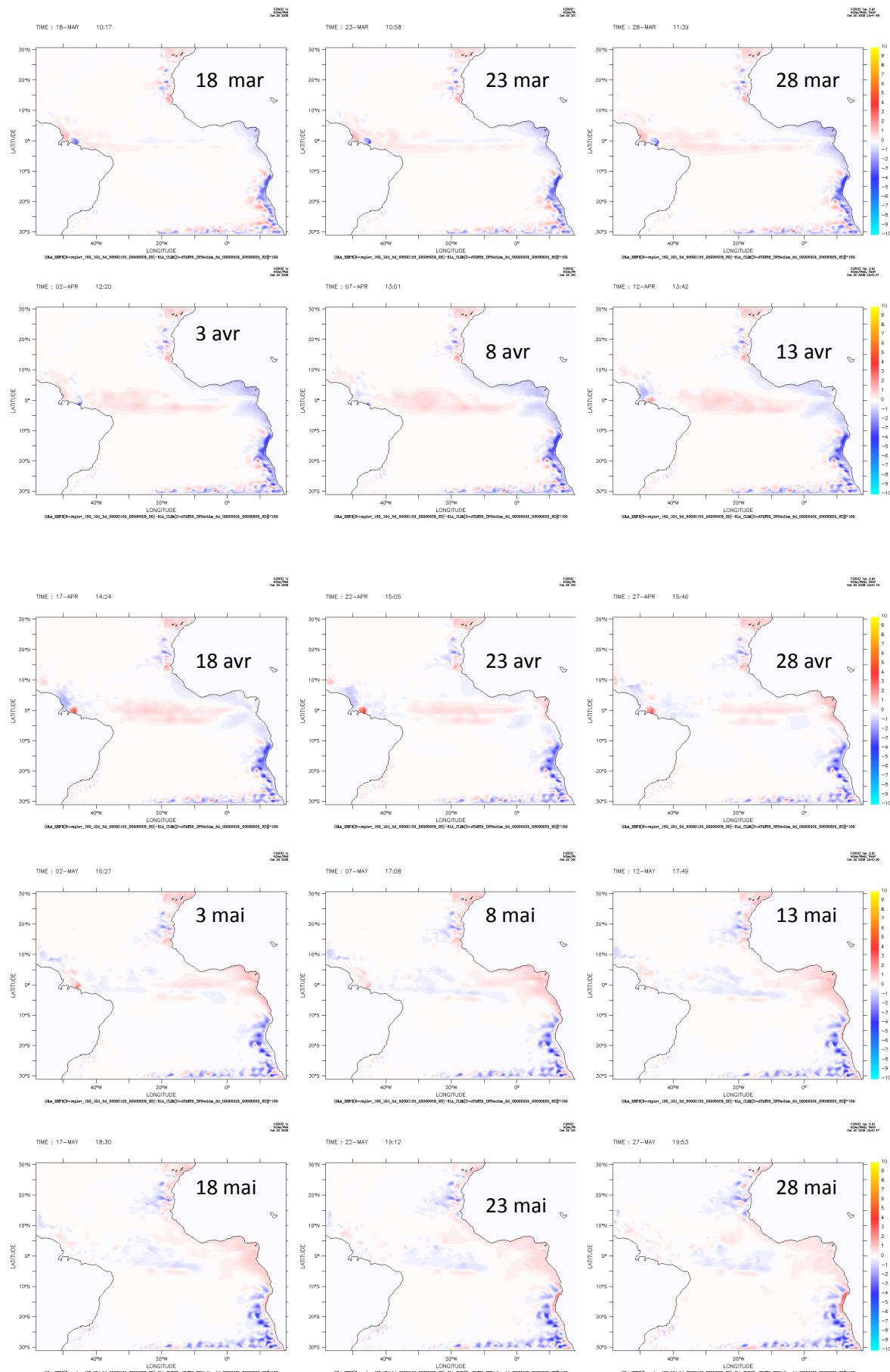


Fig.27: propagation d'anomalies de SSH vers le large du 18 Mars au 28 Mai par pas de 5 jours.

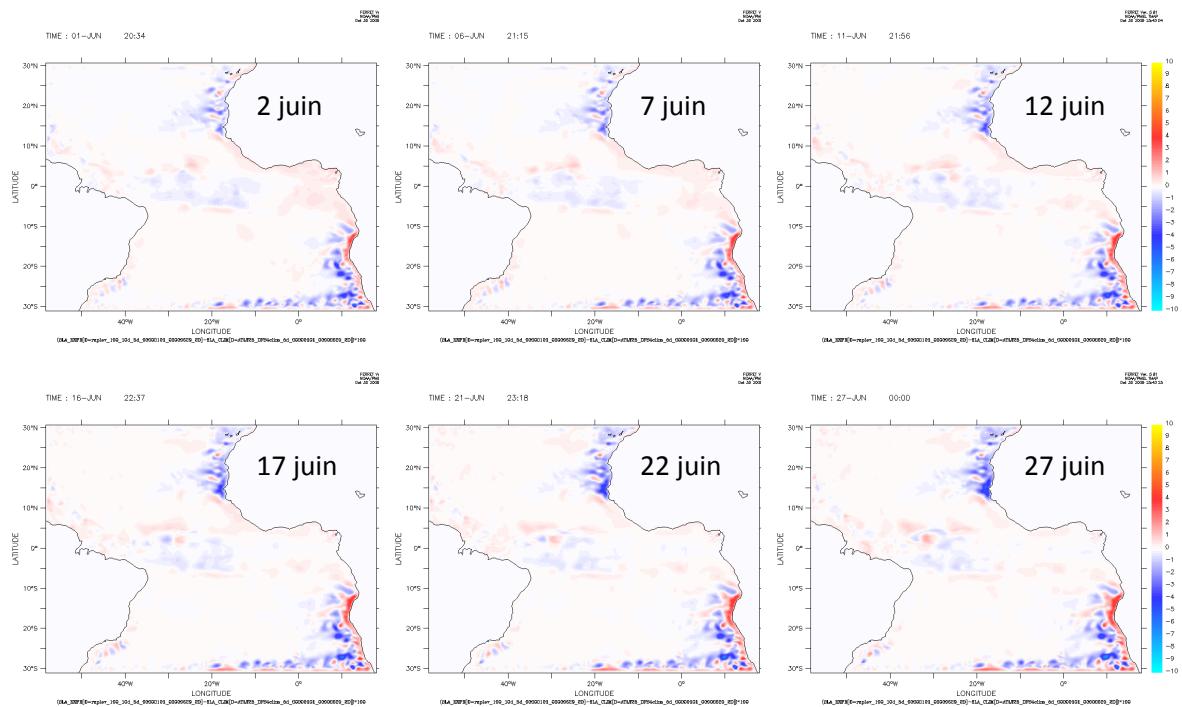


Fig.28: propagation d'anomalies de SSH vers le large du 2 Juin au 27 Juin par pas de 5 jours.

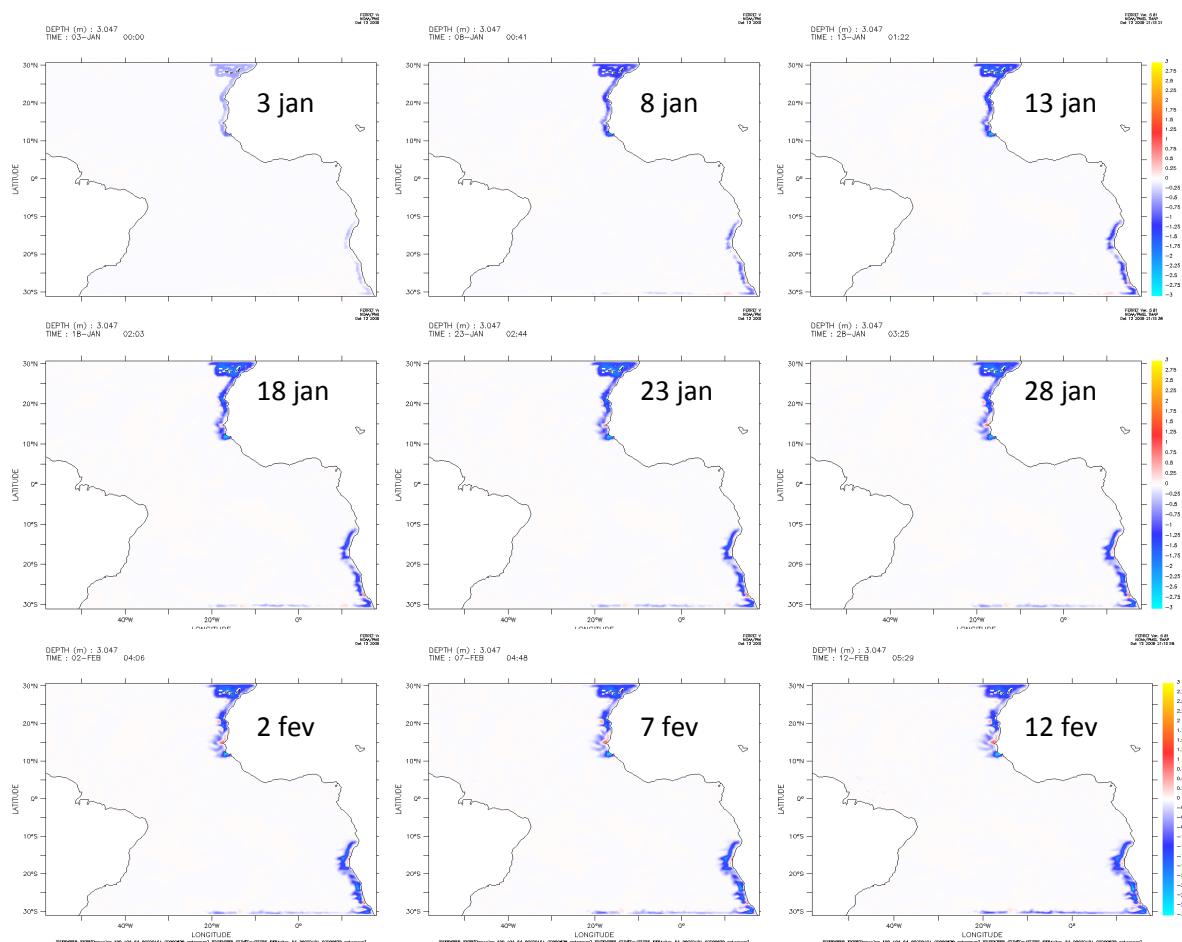


Fig.29: propagation d'anomalies de SST vers le large du 3 Janvier au 12 Février par pas de 5 jours.

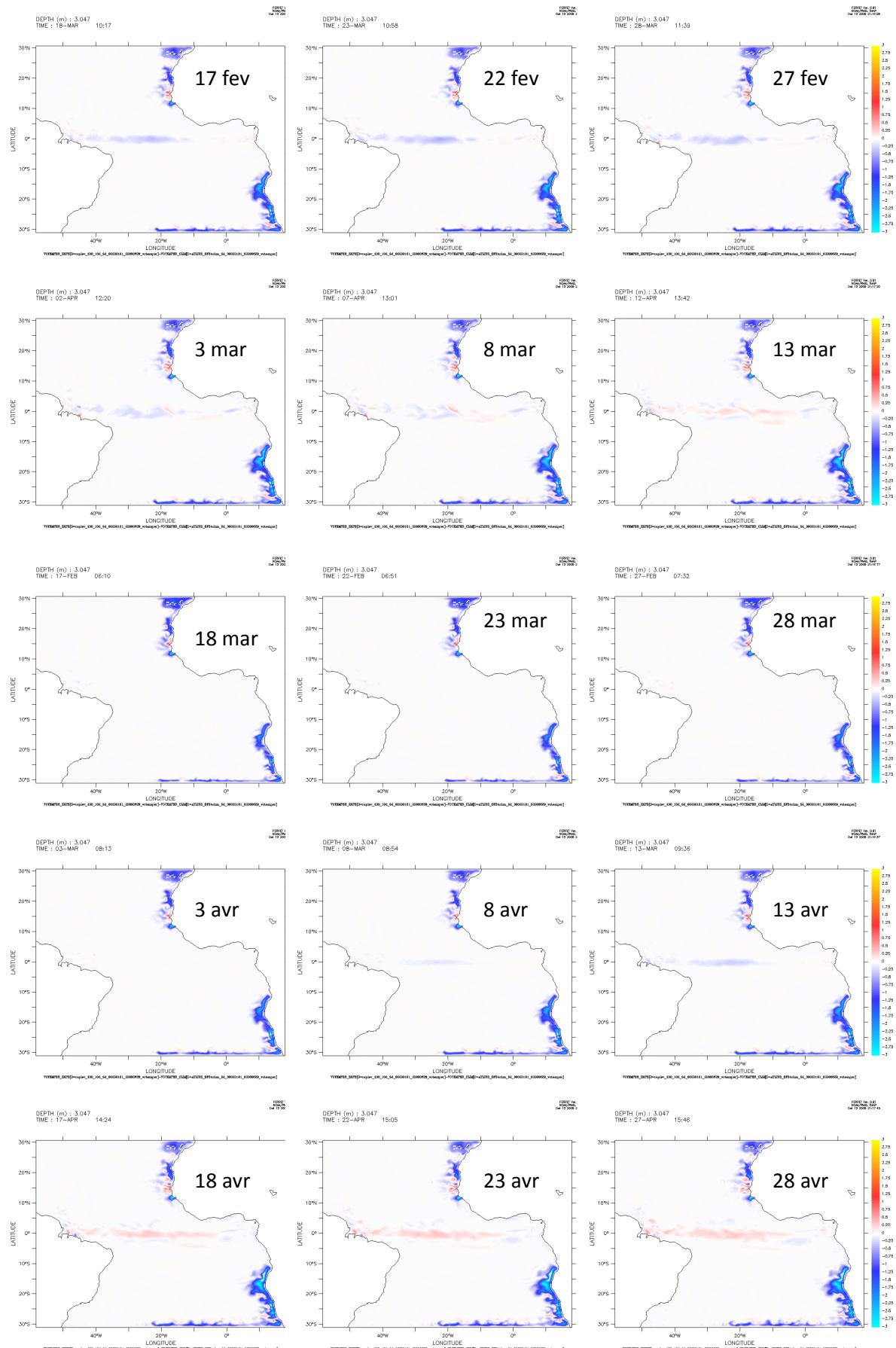


Fig.30: propagation d'anomalies de SST vers le large du 17 Février au 28 Avril par pas de 5 jours.

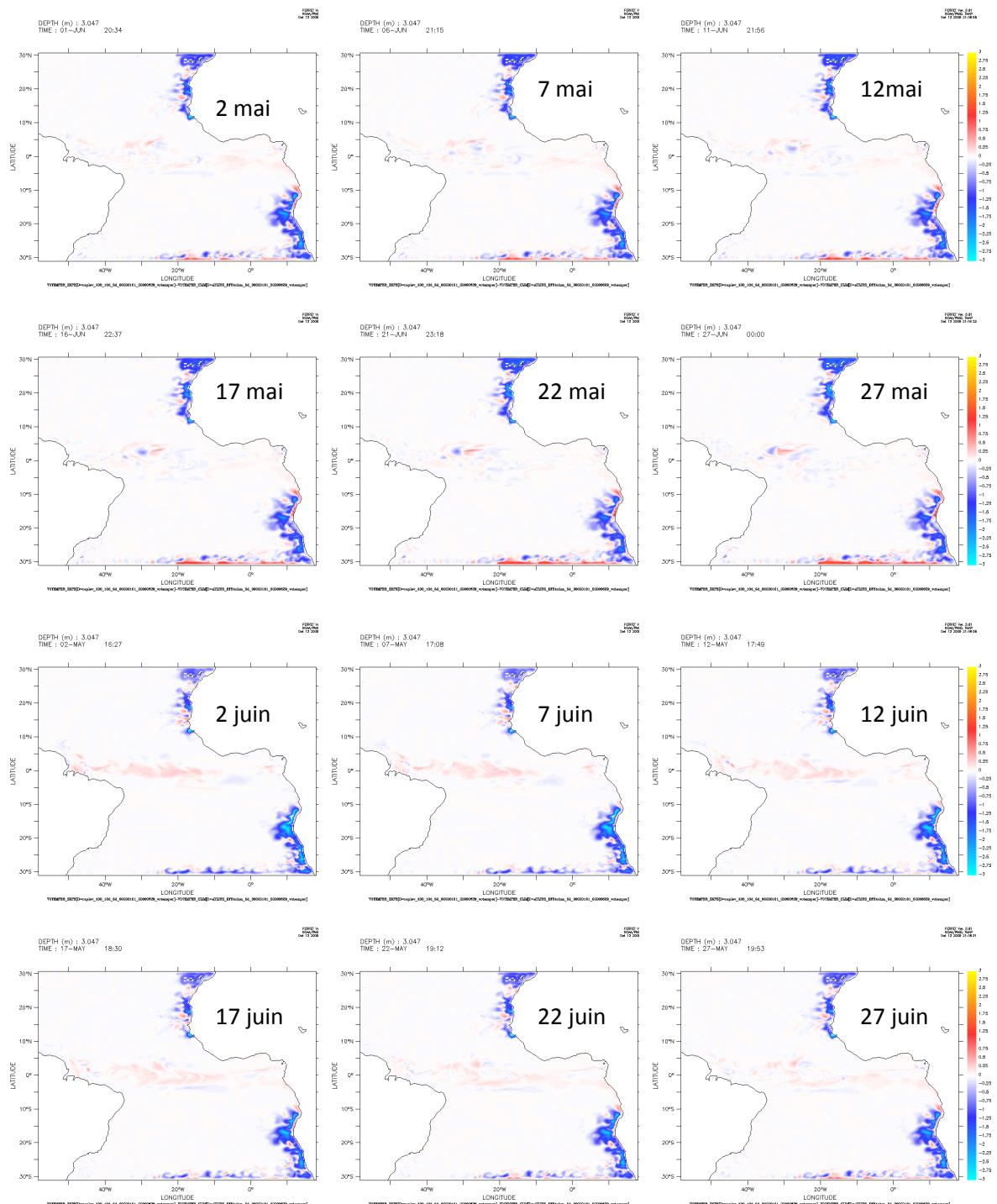


Fig.31 propagation d'anomalies de SST vers le large du 2 Mars au 27 Juin par pas de 5 jours

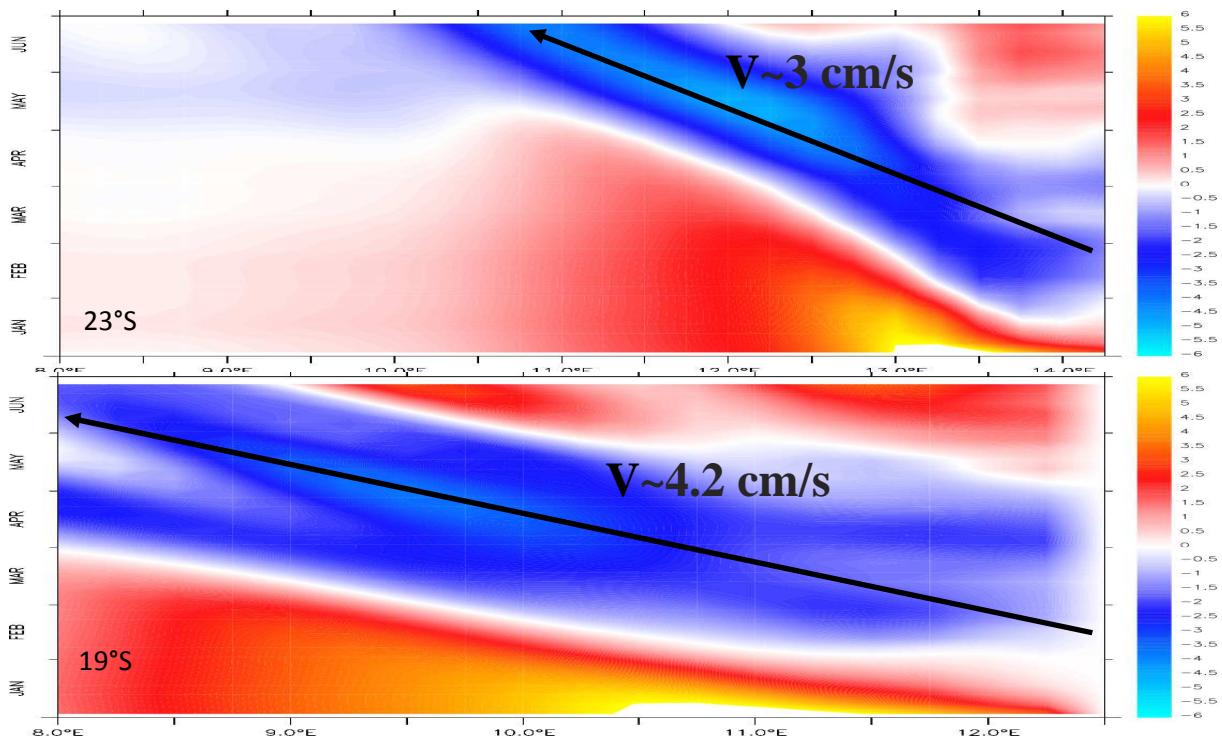


Fig.32: diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large)

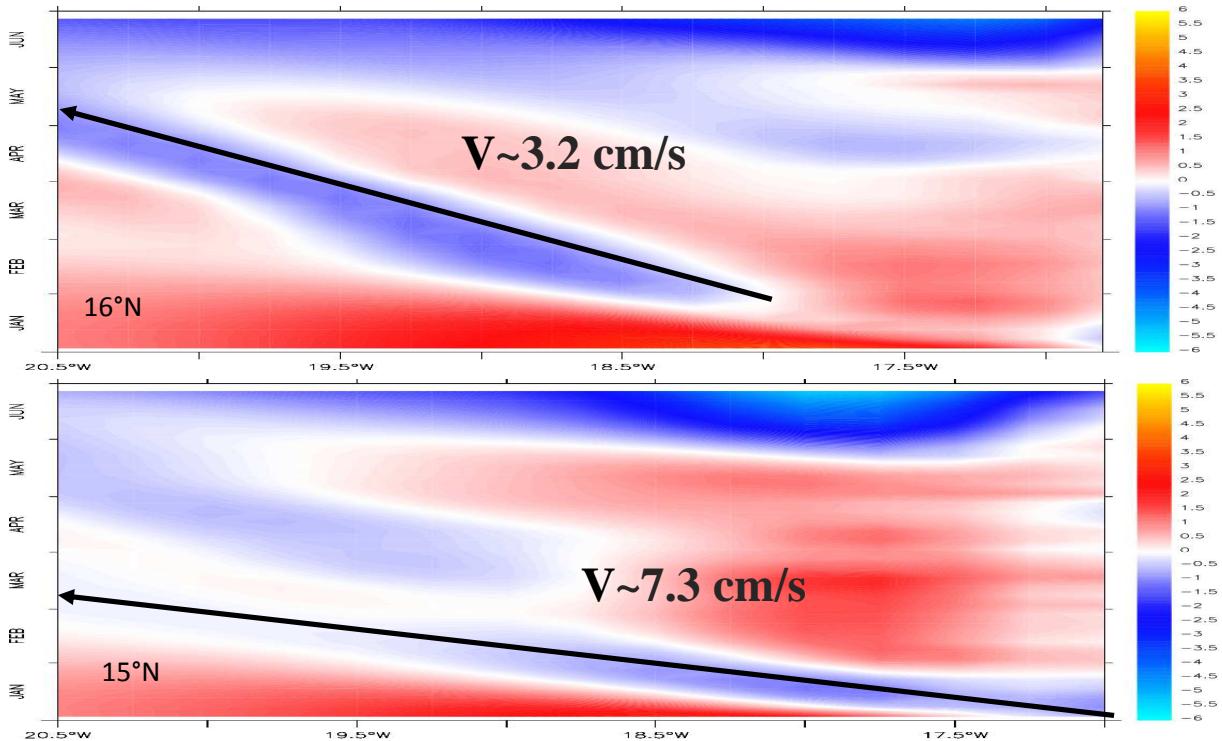


Fig.33: diagramme Hovmöller des anomalies de SSH qui se propagent vers l'ouest. (La flèche noire représente une approximation du signal de propagation vers le large)

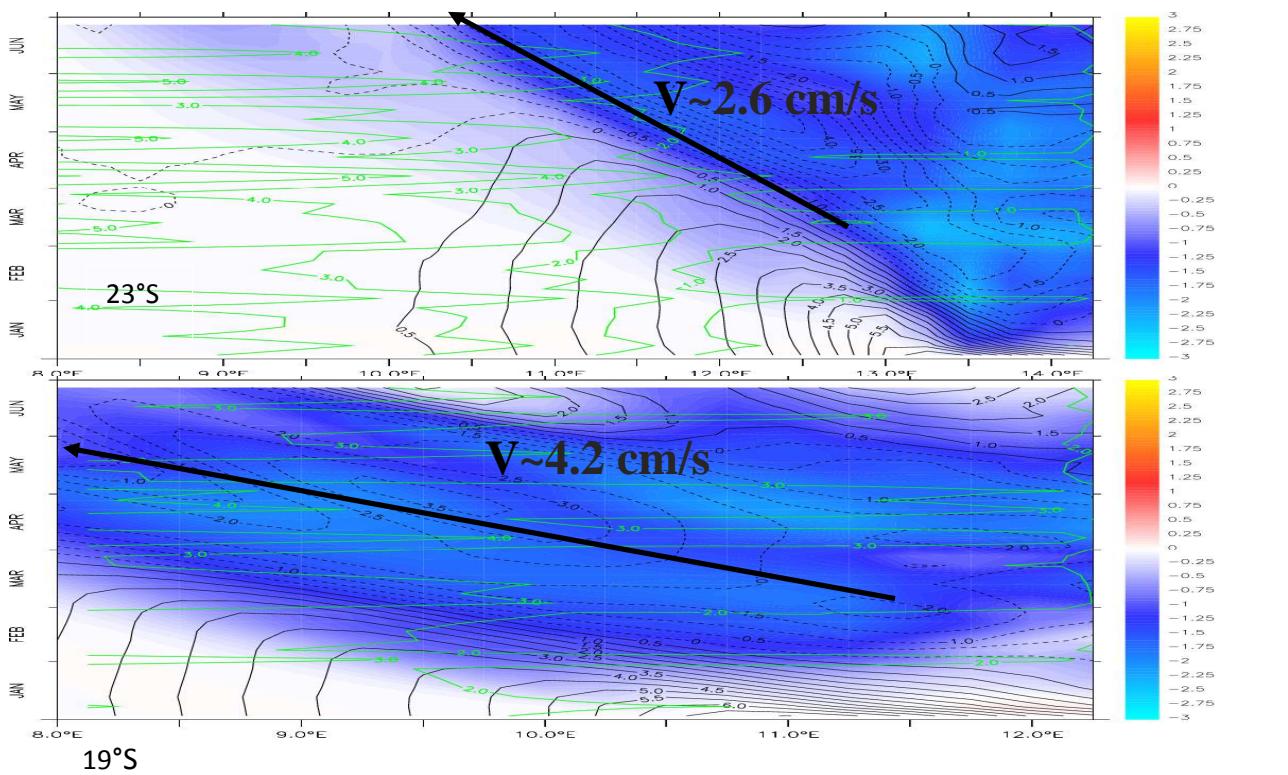


Fig.34: a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a

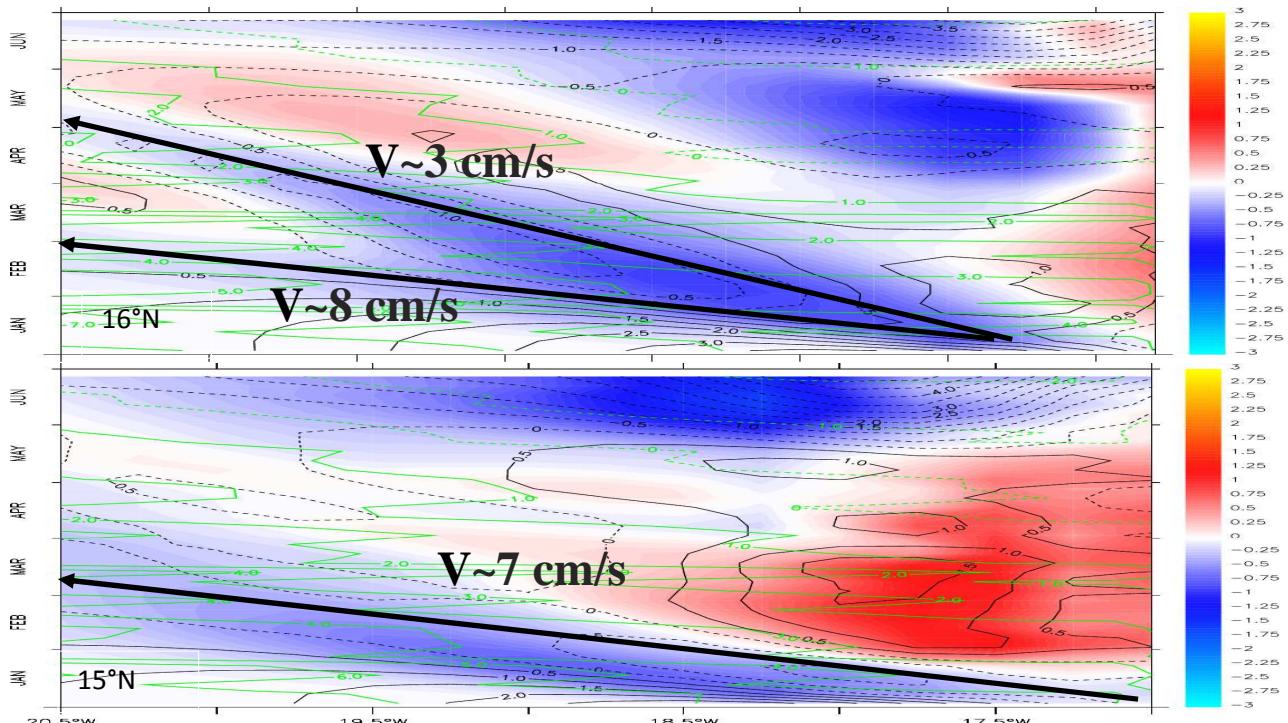


Fig.35 : a) anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert), flèche noire approximation de la vitesse du signal de l'anomalie de SST ; b anomalies de SST (couleur), anomalies de SSH (contour noir) et vitesses des courants moyens zonaux (contour vert) en janvier, case rouge montre le signal dont on suit l'évolution sur la figure a

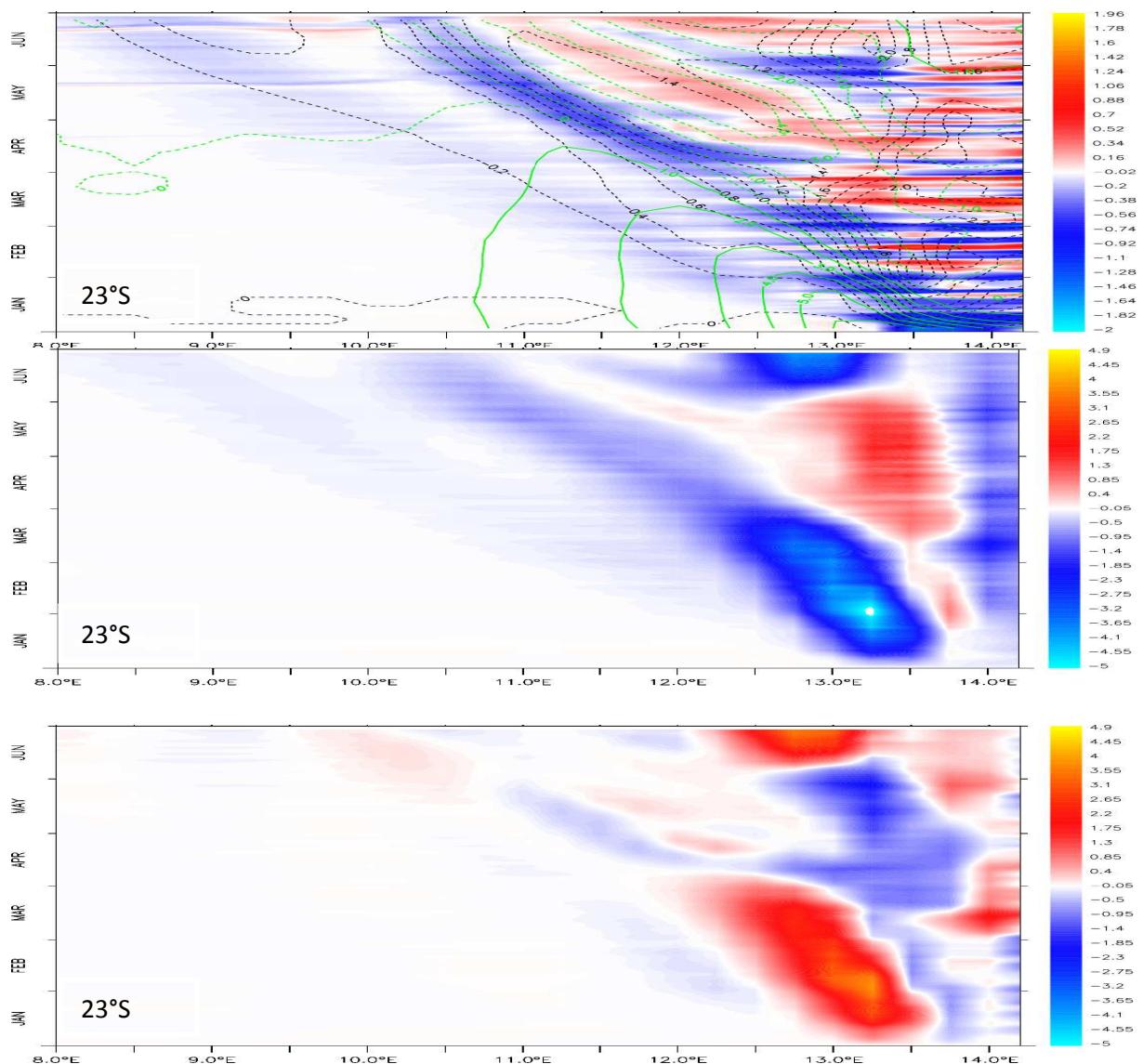


Fig.36 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), anomalies de SST (contour noir  $^{\circ}\text{C}$ ) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ) ; c°) advection méridiennex10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{jr}$ ), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à  $23^{\circ}\text{S}$

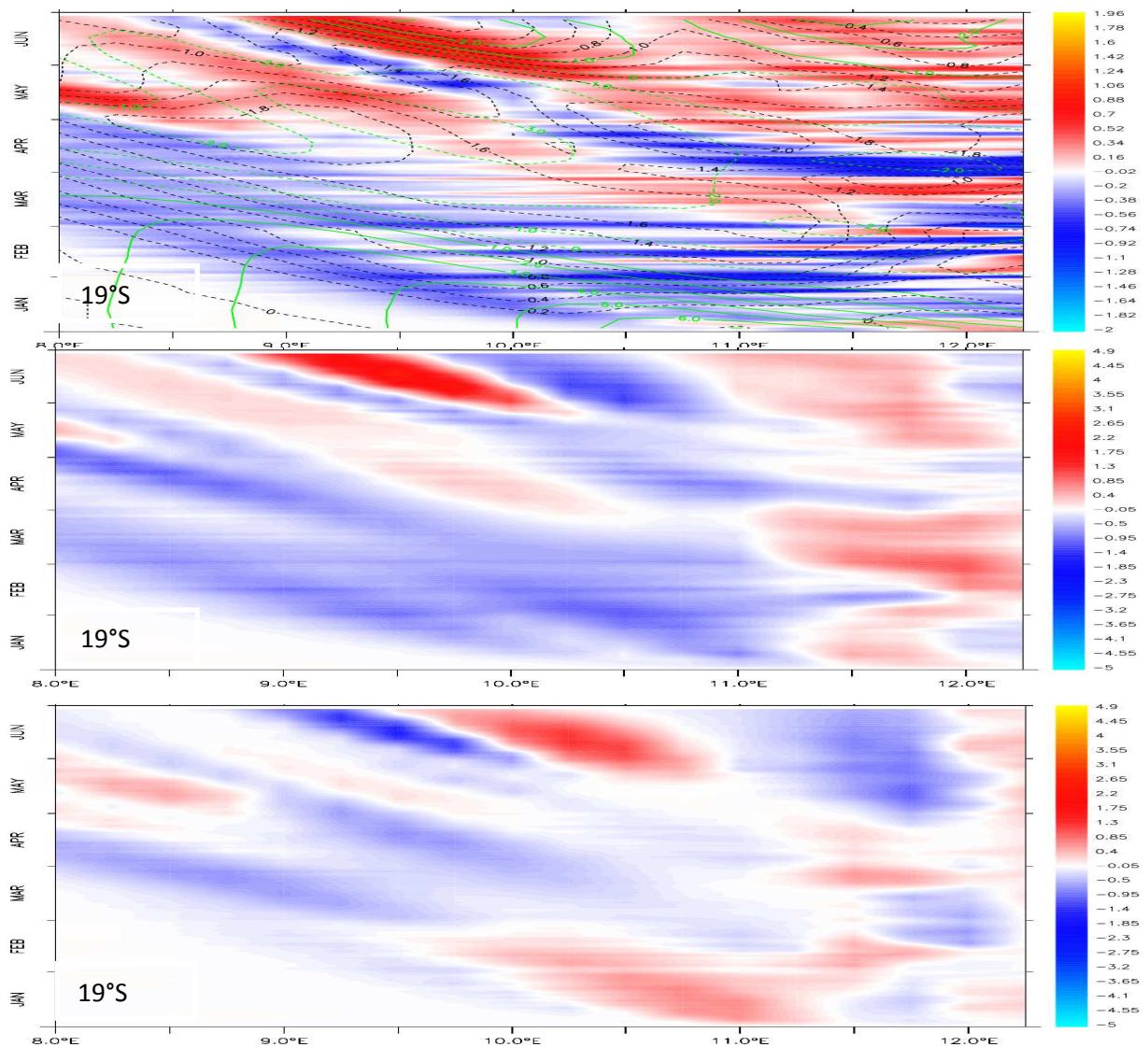


Fig.37 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et

anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennox10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 19°S

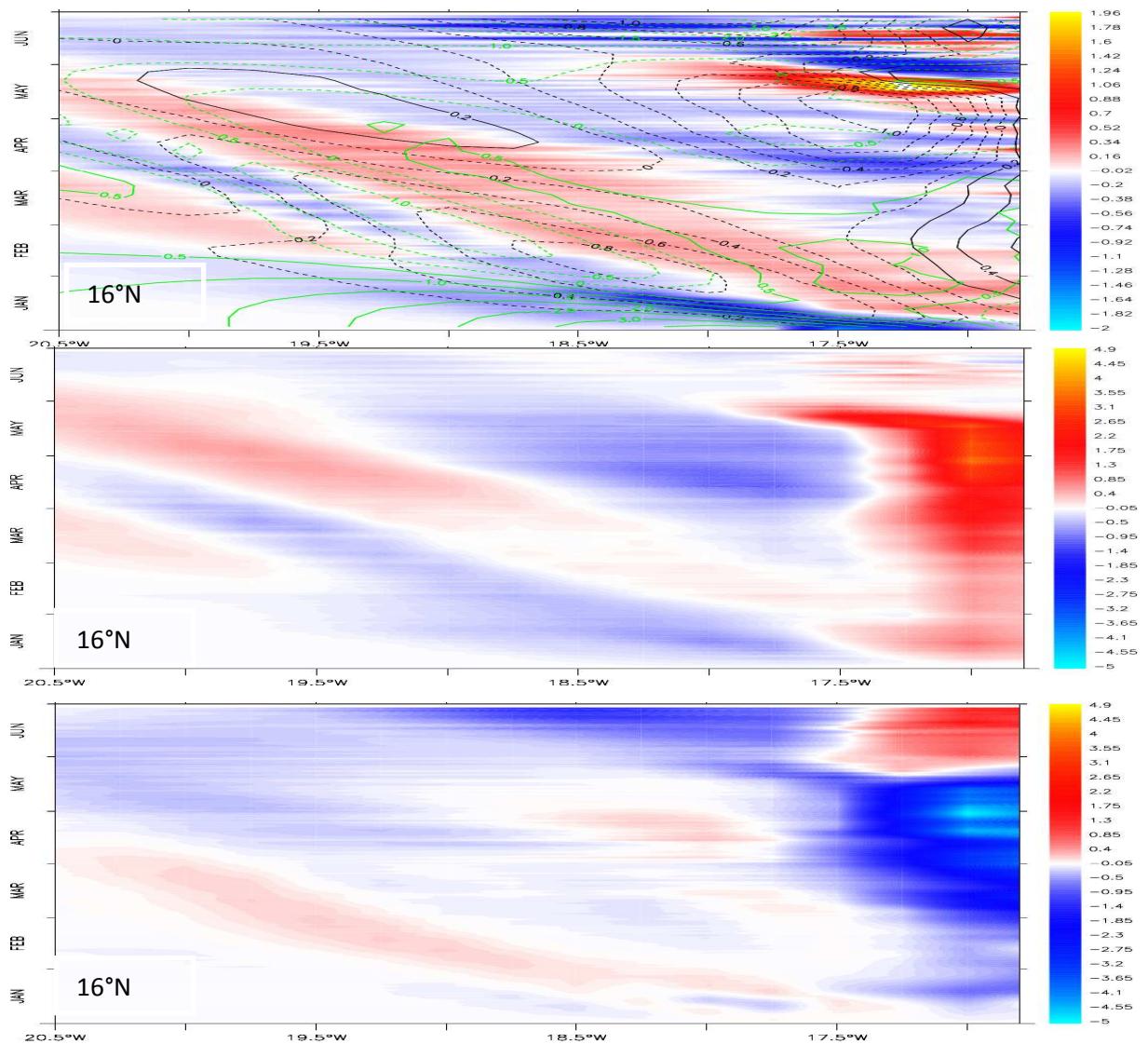


Fig.38 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial SST'}{\partial t} \times 10$  (couleur °C/jr), anomalies de SST (contour noir °C) et

anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonalex10 (couleur °C/jr) ; c°) advection méridiennox10 (couleur °C/jr), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à 16°N

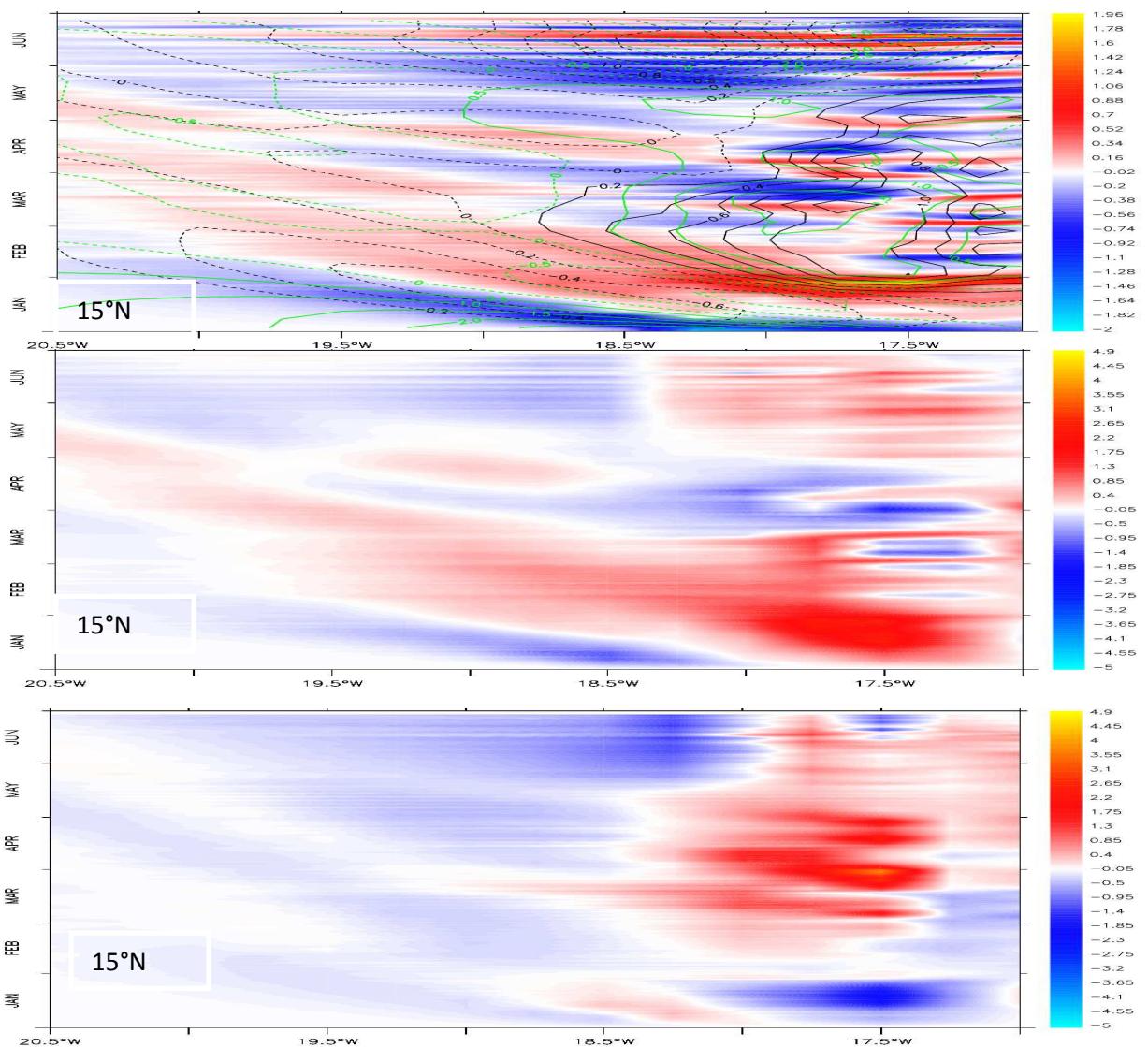


Fig.38 : diagramme Hovmöller : a°)  $\frac{\partial \text{SST}'}{\partial t} \times 10$  (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ ), anomalies de SST (contour noir  $^{\circ}\text{C}$ ) et anomalies de SSH (contour vert cm) ; b°) advection zonale x10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ ) ; c°) advection méridienne x10 (couleur  $^{\circ}\text{C}/\text{yr}$ ), flèche noire montre le signal dont on suit l'évolution à  $15^{\circ}\text{N}$