

**Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie,
Université Pierre et Marie Curie, Paris**

Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées, Paris

Stage de recherche

**Diplôme d’Etudes Approfondies
Océanologie, Météorologie et Environnement
Option A (physique)**

Variabilité interannuelle de l’Océan Atlantique Tropical

Matthieu LE HENAFF

Sous la direction de :

- *Christophe MENKES*
- *Alban LAZAR*
- *Jérôme VIALARD*

Responsable ENSTA : Laurent MORTIER

Remerciements

Je tiens ici à remercier mes trois encadrants, Christophe Menkes, Alban Lazar et Jérôme Vialard, pour leur compétence et leur gentillesse. Malgré leurs emplois du temps assez chargés, ils m'ont toujours conseillé et guidé avec enthousiasme. Grâce à eux, j'ai aussi pu me rendre compte des difficultés inhérentes au travail de recherche en groupe, chacun ayant une orientation à privilégier dans le travail. Même si cela n'a pas été évident au quotidien (je n'ai jamais pu les voir tous les trois ensemble plus de 10mn), cela m'a permis de ne pas m'enfermer dans une seule optique et de me poser sans cesse des questions sur plusieurs aspects du sujet. Je souhaite d'ailleurs poursuivre la collaboration avec eux au cours du mois de juillet. J'aimerais aussi remercier Pascal Terray, pour qui les EOFs n'ont pas de secret, et Gurvan Madec, pour les explications éclairées et enthousiastes de « son » modèle. Enfin, je tiens à remercier mes collègues de DEA, grâce à qui les déjeuners au R.U. ont souvent été l'occasion d'échanges et de discussions enrichissants, et toujours un moment de détente apprécié.

Table des matières

REMERCIEMENTS	2
INTRODUCTION	4
1 VALIDATION DU MODELE	5
1.1 Flux de chaleur.....	5
1.2 SST Reynolds	7
1.3 Températures Pirata.....	8
1.4 SSH Topex-ERS	10
2 ANALYSE STATISTIQUE DES SIGNAUX INTERANNUELS	12
2.1 EOFs	12
2.2 Variance.....	16
3 ETUDE PAR BOITES	17
3.1 Boîtes mériadiennes	18
3.1.1 Boîte nord	18
3.1.2 Boîte sud	26
3.2 Boîtes équatoriales	32
3.2.1 Boîte est	32
3.2.2 Boîte ouest	37
3.3 Boîtes d'upwelling côtier	40
3.3.1 Boîte de l'upwelling nord	41
3.3.2 Boîte de l'upwelling sud	44
CONCLUSION	49
BIBLIOGRAPHIE	51
ANNEXES	54

Introduction

L'étude de la variabilité de l'océan atlantique tropical fait l'objet de très nombreuses études, récemment compilées par Xie et Carton (2004). Il apparaît à l'échelle du bassin deux modes de variabilité à l'échelle interannuelle, un mode équatorial et un mode méridien, ce dernier étant plus controversé. La variabilité saisonnière de la SST dans la bande équatoriale ou le long des côtes met en jeu des équilibres complexes qui ne sont pas totalement identifiés, mais où l'océan joue un rôle majeur. Au-delà, la variabilité interannuelle dans ces zones met en jeu des mécanismes forcément complexes eux aussi, tant atmosphériques qu'océaniques. Le but de cette étude est d'étudier les mécanismes physiques mis en jeu lors des anomalies interannuelles, dans différentes parties du bassin. Pour cela, nous nous basons sur les résultats du modèle d'océan OPA développé au LODYC (Madec et al., 1998), modélisant les années 1992 à 2000. Ce modèle nous permet d'étudier les tendances des termes océaniques intervenant dans l'équilibre du budget de chaleur dans la couche mélangée. Après avoir validé les données fournies par le modèle, par la comparaison avec différentes observations, nous déterminerons les zones à étudier, caractéristiques de la variabilité du bassin, par une étude statistique. Ensuite, chaque zone ainsi déterminée sera étudiée en détails. L'approche choisie ici est très proche de celle prise par Vialard et al. (2001) pour l'étude d'El Niño 1997-98 dans le Pacifique. Pour chacune des zones, on étudiera son cycle saisonnier, grâce aux tendances fournies par le modèle OPA, avant de se pencher sur un ou des évènements marquants de la variabilité interannuelle au cours de la période considérée. Nous étudierons les mécanismes physiques mis en jeu, d'abord par une étude des anomalies de tendances fournies par le modèle, puis par une étude des données physiques (vent, courant, température...). Il conviendra alors d'établir si ces mécanismes sont systématiques, et s'ils représentent une variabilité à grande échelle ou locale. Par contre, la période couverte étant courte, nous ne pourrons pas étudier le spectre en fréquence de ces évènements (Ayana and Servain, 2003).

1 Validation du modèle

Le modèle de circulation océanique globale utilisé pour cette étude est la version ORCA $\frac{1}{2}^{\circ}$ développé au LODYC (Madec et al. 1998 ; Delecluse et Madec, 1999). Il s'agit d'un modèle aux équations primitives forcé en surface par les flux de moments, de chaleur et d'eau issus des réanalyses NCEP, sur les années 1992 à 2000. Ces flux sont recalculés via un forçage par *bulk formulae* issues du Louvain-la-Neuve Sea Ice Model (LIM), qui prennent en compte ici les données de vent des satellites ERS 1 et 2. C'est un modèle à surface libre (Roullet et Madec, 2000) dont la densité est calculée grâce à la température, la salinité et la pression, d'après l'équation d'état de Jackett et McDougall (1995). La profondeur de la couche de mélange dépend de façon diagnostique de la valeur du coefficient de diffusion verticale, lui-même calculé à l'aide d'une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente (Blanke et Delecluse, 1993). La diffusion latérale est orientée le long des isopycnes, et le modèle prend en compte l'advection induite par les tourbillons selon la paramétrisation de Gent et McWilliams (1990). Ce modèle a une résolution de 0.5° , mais par ailleurs est identique en configuration à Lengaigne et al. (2003).

Nous avons travaillé sur un sous-domaine des sorties de ce modèle centré sur l'Océan Atlantique Tropical, plus précisément entre 70°W et 20°E , 30°S et 30°N . Les variables étudiées en priorité sont la température, notamment la température de surface (SST), les courants ainsi que l'élévation de la surface (SSH). Avant de poursuivre l'étude des phénomènes physiques au sein de la couche mélangée, il nous faut valider les sorties du modèle par comparaison avec les observations. Pour cela, nous allons comparer les sorties du modèle OPA à différents flux de chaleur climatologique, à la SST Reynolds, aux relevés in situ du réseau Pirata ainsi qu'aux données altimétriques du satellite Topex Poseidon.

1.1 Flux de chaleur

Plusieurs flux de chaleur sont disponibles dans la littérature, évalués à partir de données in situ et satellite. Nous avons pu comparer le flux de chaleur calculé par le modèle à celui de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Project), de SOC (Southampton Oceanography Centre) et de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Les données COADS sont issues d'observations essentiellement in situ sur la période 1854-1979. Les données NOAA sont des réanalyses de données in situ et satellite couvrant la période 1948 à nos jours. Les données SOC sont des réanalyses de données COADS1a sur la période 1980-1993 auxquelles ont été ajoutées des données in situ de campagnes marines. Il faut noter que les données NOAA comprennent les données ayant servi au calcul du forçage du modèle, la température de l'air notamment.

Rappelons que la paramétrisation du forçage en surface dans OPA est une formulation en *bulk* :

$$\begin{aligned} Q_{SE} &= \rho_{air} C_{pa} c_{se} V_{air} (T_{air} - SST) \\ Q_{LA} &= \rho_{air} L_w c_{la} V_{air} (q_{air} - q_{surf}) \end{aligned}$$

avec ρ_{air} la densité de l'air, V_{air} et T_{air} la vitesse de vent et la température à 10m, SST la température de surface de l'océan. q_{surf} et q_{air} sont l'humidité spécifique de l'air à 10m et

l'humidité en surface, où l'air est présumé à saturation. L_w est la chaleur latente d'évaporation ($2.6 \cdot 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$), C_{pa} la chaleur spécifique de l'air ($1005 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Dans OPA, les données de vent V_{air} sont fournies par ERS, les données de température et humidité par NCEP.

Compte tenu de la difficulté de calculer les flux de chaleur à la surface de l'océan et des grandes incertitudes résidant dans ces calculs, nous n'avons comparé que les données climatologiques, ce qui donne déjà une bonne idée du comportement du modèle :

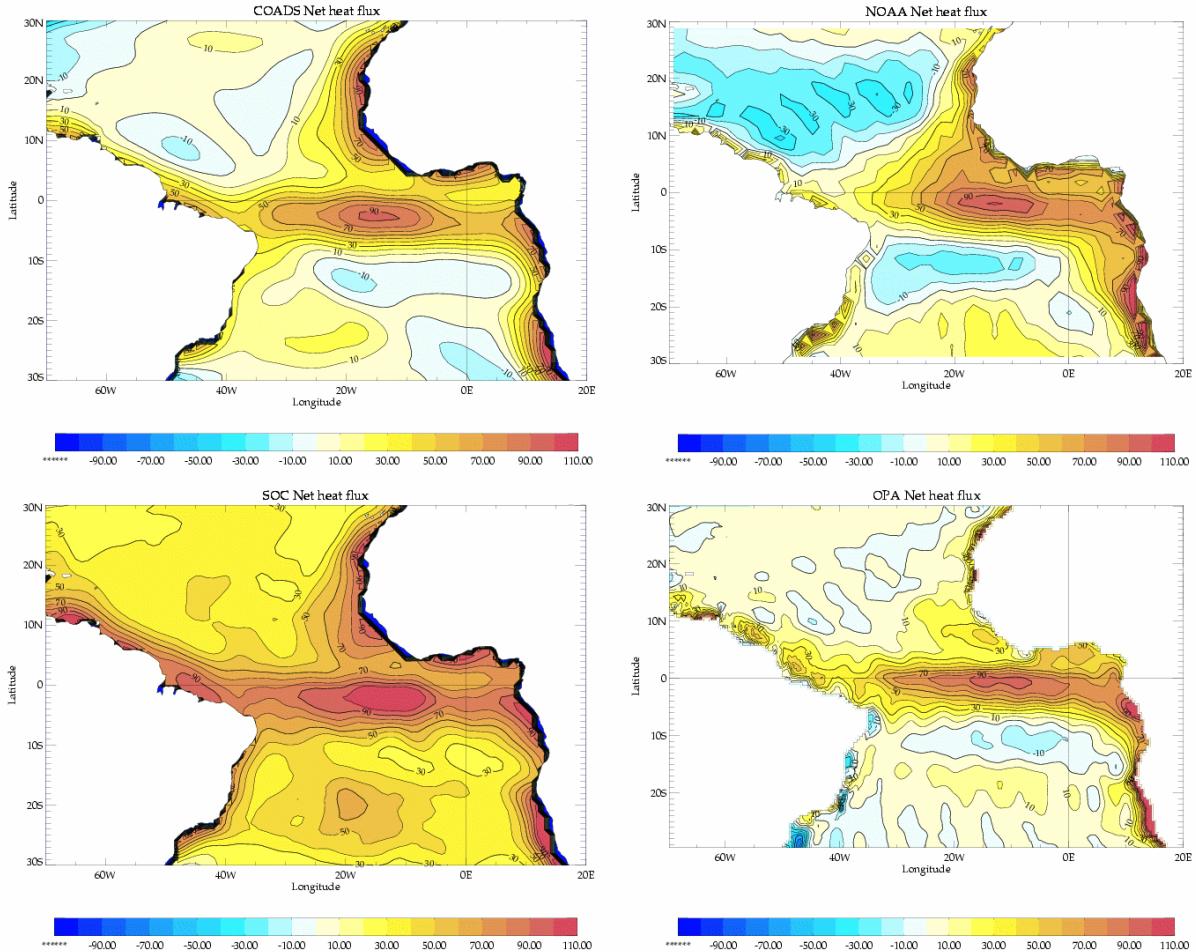


Figure 1-1 : Flux de chaleur net moyen COADS, NOAA, S+OC et OPA (W/m^2)

On remarque que le flux de chaleur net fourni par le modèle est du même ordre de grandeur que les flux climatologiques fournis par les différentes agences, excepté peut-être le flux donné par SOC, qui a une tendance à dépasser les autres données d'environ 40 W/m^2 . On remarque bien à cette occasion que les incertitudes sur les flux de chaleur en surface sont fortes. La différence essentielle d'OPA avec les autres produits réside dans l'extension spatiale des flux positifs à la côte, qui sont beaucoup plus limités dans les sorties du modèle. La bande de flux positif à l'équateur est elle aussi beaucoup plus étroite que dans les autres données fournies. Néanmoins à l'échelle du bassin les flux de chaleur d'OPA semblent très satisfaisants.

1.2 SST Reynolds

Nous pouvons comparer la SST du modèle avec celle fournie par Reynolds. Ce jeu de données est une reconstruction par interpolation optimale de données in situ et satellites. La SST est fournie sur une grille d'un degré, avec un pas de temps de 7 jours. Les données satellite utilisées sont ajustées selon la méthode décrite par Reynolds (1988) et Reynolds et Marsico (1993). On peut trouver une description de l'analyse par interpolation optimale dans Reynolds et Smith (1994).

Tout d'abord comparons la SST moyenne du modèle et de Reynolds sur l'ensemble du bassin :

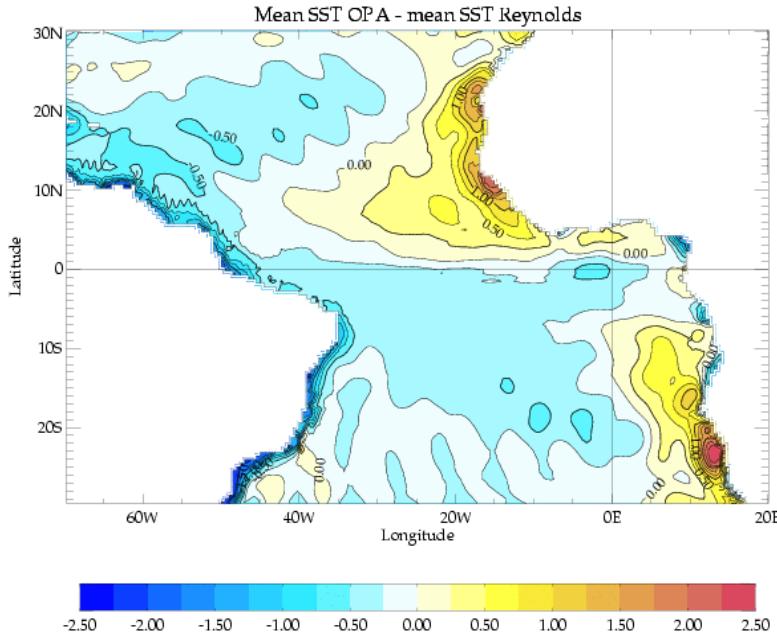


Figure 1-2 : Différence des températures moyennes d'OPA et de Reynolds (°C)

On voit qu'au large la SST d'OPA est plus froide que celle observée, de l'ordre de 0.5°C, sur de larges zones au nord et au sud de l'équateur. Cet écart de température est à relier à l'écart de chaleur nette sur cette zone : on voit sur la carte des flux de chaleur que les flux d'OPA sont de 20 à 30 W/m² supérieurs aux flux NOAA. Ceci permet d'avoir un flux annuel proche de 0 qui évite une trop forte évaporation consécutive à une perte de chaleur, et maintient ainsi la salinité. Les zones d'upwellings côtiers africains montrent en revanche des écarts de température positifs assez élevés, OPA étant de l'ordre de 2°C supérieur à Reynolds. La représentation des phénomènes d'upwelling est un problème majeur des modèles de circulation océaniques globaux, qui ont souvent tendance à les minimiser. Ici, l'écart positif en température se maintient assez loin vers le large, ce qui laisse à penser que les problèmes de représentation de ces phénomènes ne sont pas limités à la côte.

Dans le but d'étudier la variabilité interannuelle sur cette zone, il nous faut établir la corrélation, pour les écarts de la SST à la SST climatologique, entre les deux jeux de SST, ainsi que leurs écarts-type et rms-difference :

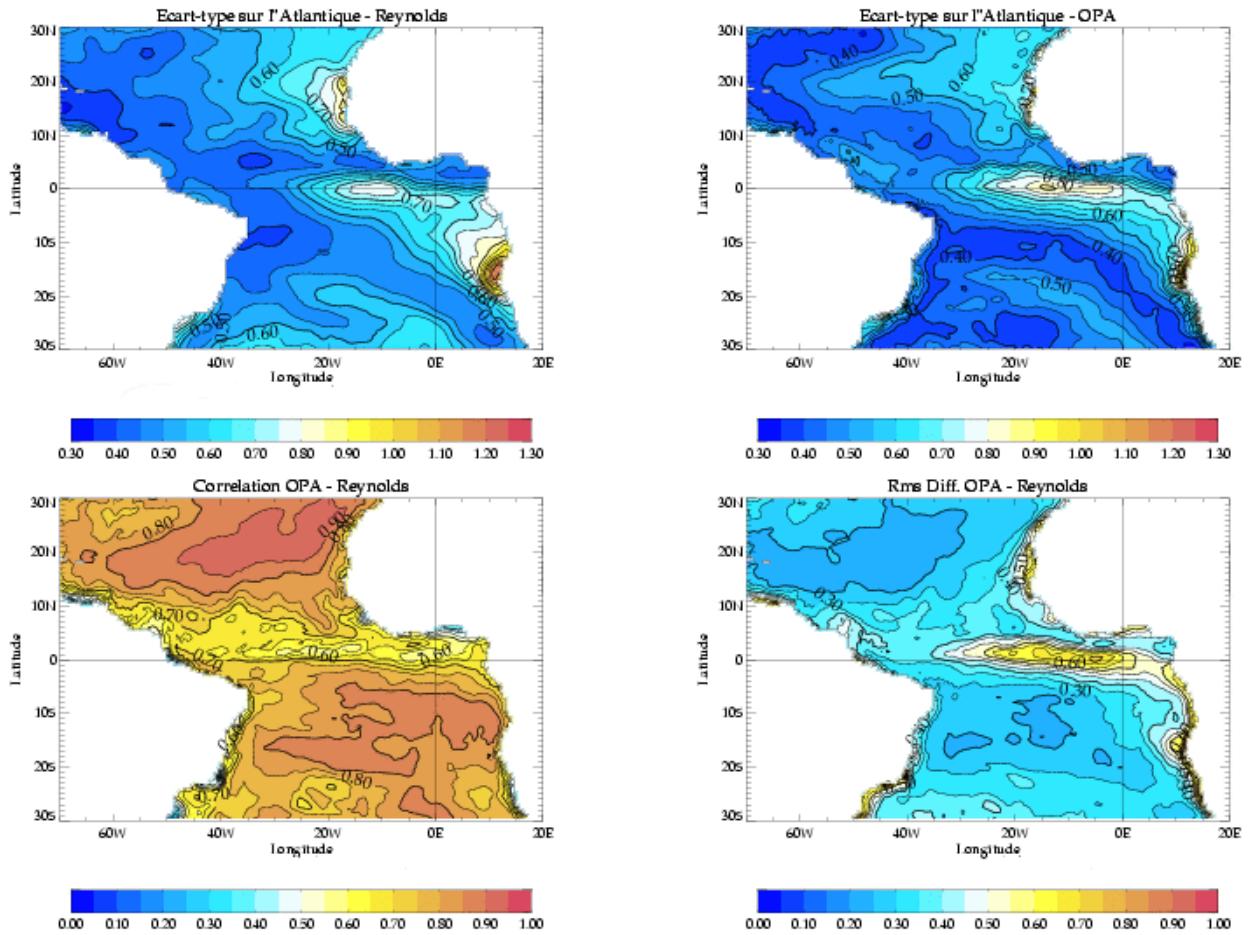


Figure 1-3 : Corrélation et écarts-type en anomalies de SST

On voit que la corrélation entre les anomalies de SST est de l'ordre de 80% en pleine mer, sauf dans la zone équatoriale jusqu'à 10°N, où elle est de l'ordre de 70%. En effet il s'agit de la zone typique de la dynamique équatoriale, présentant de nombreux phénomènes de petites échelles ainsi que des phénomènes ondulatoires (ondes équatoriales, ondes tropicales d'instabilité) dont la trace est visible en SST ; il est normal qu'un modèle global, même performant, ne puisse représenter de tels phénomènes simultanément aux observations. Les écarts-type par rapport à la climatologie (établie sur la totalité de l'échantillon) sont du même ordre pour les deux jeux de données, et OPA retrouve assez bien les zones où la variabilité est la plus élevée. Néanmoins on peut remarquer que l'extension des zones de forte variabilité le long de la côte, qui correspondent aux zones d'upwelling, est beaucoup plus grande dans les observations qu'en sortie de modèle. Ceci est aussi vrai pour la bande équatoriale, qui est plus resserrée que dans les observations. L'écart-type entre les deux jeux de données est de l'ordre de 0.3°C sauf dans les zones citées précédemment, où il atteint 0.6°C voire plus le long des côtes. Ceci est en accord général avec le calcul de la corrélation. Ainsi la SST fournie par OPA est en bon accord avec les observations sur l'ensemble du bassin. Les zones où les deux jeux diffèrent le plus sont les zones équatoriales et celles d'upwelling.

1.3 Températures Pirata

PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic) est un programme d'océanographie opérationnelle élaboré par un groupe de scientifiques impliqués dans les

activités de CLIVAR (Climate Variability and Predictability Program) et réalisé dans le cadre d'une coopération multinationale. L'objet de PIRATA est l'étude des interactions océan-atmosphère dans l'Atlantique tropical et de leur rôle dans la variabilité climatique régionale à des échelles saisonnières, interannuelles ou plus longues. Il s'agit d'un réseau de bouées équipées d'instruments de mesure en surface (température, vents) et sur les 500 premiers mètres de l'océan pour la température. Les bouées sont disposées comme suit :

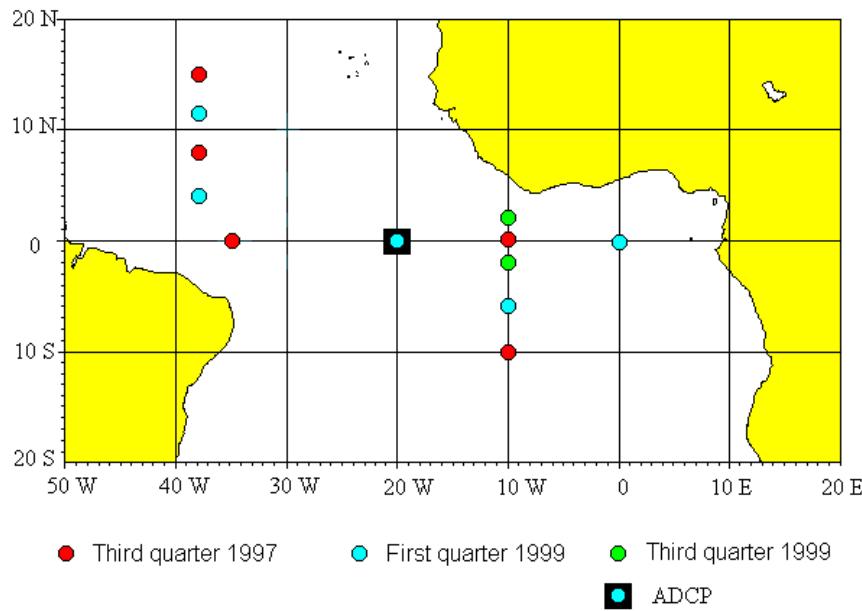


Figure 1-4 : Positions des bouées Pirata

Voici quelques comparaisons des données de température dans les 200 premiers mètres fournies par Pirata et par le modèle OPA.

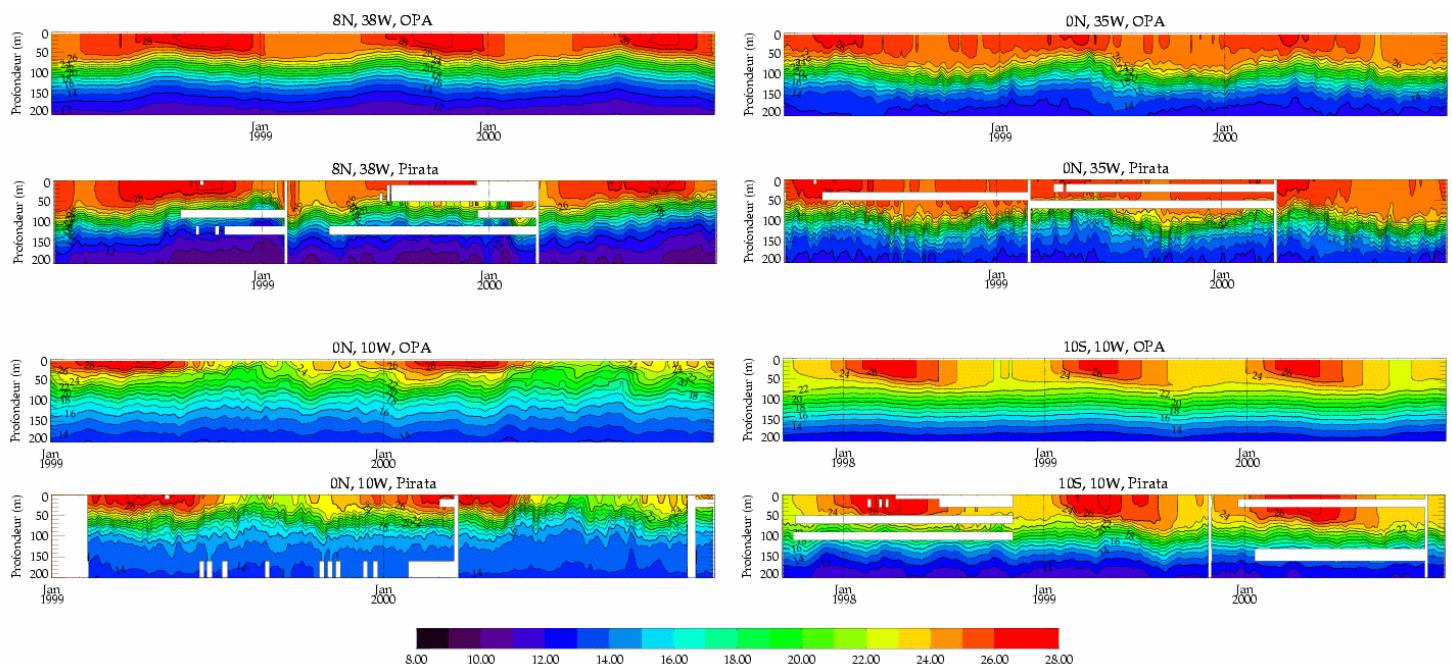


Figure 1-5 : Comparaisons des quelques relevés Pirata avec les sorties OPA

L'ensemble des comparaisons des sorties OPA avec le réseau Pirata est disponible en annexe. D'ores et déjà on peut remarquer que le modèle OPA a une thermocline plus diffuse que celle observée. La zone de plus fort gradient de température en subsurface est même deux fois plus épaisse dans OPA que dans les relevés Pirata. La variabilité à haute fréquence est pratiquement absente des sorties du modèle hors de la bande équatoriale. A l'équateur OPA représente mieux les processus de variations de la profondeur de la thermocline. Malgré tout le modèle OPA réussit à reproduire les variations saisonnières de température de la couche mélangée de manière assez fidèle. De plus, la température de la couche mélangée est bien évaluée par le modèle.

1.4 SSH Topex-ERS

Topex Poseidon est un satellite d'altimétrie mesurant l'anomalie de hauteur de la mer avec une précision de l'ordre du centimètre. Il a été lancé en 1992 et est issu d'une coopération entre la NASA et le CNES. Nous utilisons ici le produit Aviso, constitué des données altimétriques de Topex combinées avec les données ERS (scatterométrie), sur une grille au $1/3^\circ$ avec un pas de temps de 7 jours. Ce jeu de données a été interpolé sur la grille ORCA $1/2^\circ$. Il nous fournit les hauteurs de mer résiduelles, c'est-à-dire l'écart de hauteur en chaque point par rapport à la hauteur moyenne de la mer en ce point. La hauteur d'eau fournie par OPA est calculée différemment, par rapport à un niveau de référence qui est le niveau de la mer à l'échelle du globe en moyenne. Ainsi les données de Topex ne sont pas directement comparables à celles de OPA dans la mesure où la hauteur de référence de OPA est unique, celle de Topex dépend du point considéré. La pente observée par OPA en surface, représentant la circulation à grande échelle, ne peut être validée par les observations de Topex. Malgré tout, on peut comparer les hauteurs résiduelles, en retranchant le champ moyen local de la SSH du modèle. Voici par exemple les écarts-type des deux climatologies, établies sur les échantillons disponibles, par rapport à la moyenne du signal en chaque point :

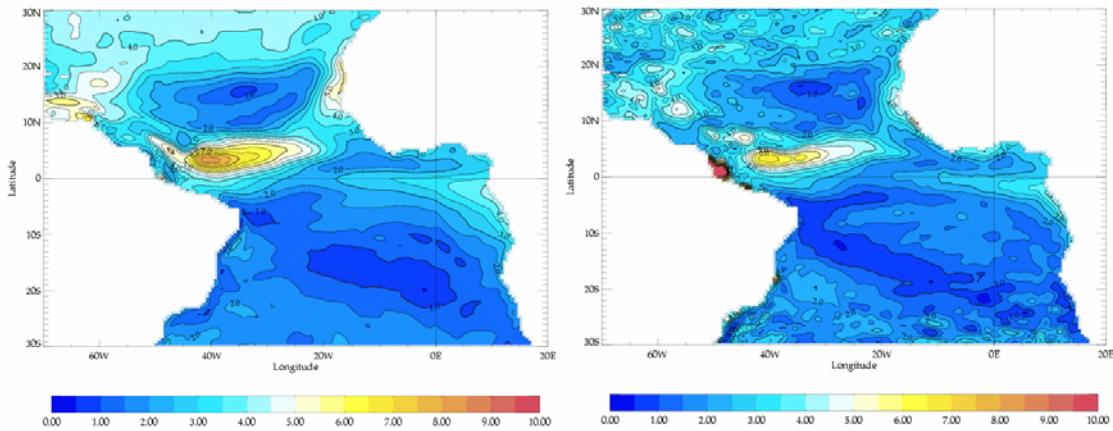


Figure 1-6 : Ecarts-type des données de SSH climatologiques par rapport à la moyenne, OPA et Topex

On voit que OPA ne peut représenter fidèlement les petites échelles observées par Topex. Néanmoins les ordres de grandeur des variations saisonnières sont fidèles, ainsi que les zones de forte variabilité saisonnière, telle la langue équatoriale, ou la zone située à 5°N à l'ouest de l'équateur qui représente la forte variabilité saisonnière du contre-courant nord équatorial, et les zones de faible variabilité, tels les coeurs des bassins nord ou sud. L'embouchure de

l'Amazone est par contre mal représentée par OPA, qui ne présente pas de signal fort alors que Topex montre des variations bien supérieures à 10cm. Malgré tout, la climatologie du modèle est assez fidèle à la climatologie des observations.

Afin d'évaluer la capacité d'OPA à représenter en SSH les phénomènes méso-échelle, nous réalisons une étude de variabilité intrasaisonnière. Pour cela, nous comparons, sur l'échantillon 1992-2000, les variances de la SSH par rapport aux moyennes mensuelles, dans le modèle et dans les observations. Cette échelle de temps correspond aux ondes tropicales d'instabilité (tropical instability waves, TIWs) qui déferlent entre 0 et 5°N. Ces ondes tropicales d'instabilité jouent un rôle important dans les budgets de chaleur de l'Atlantique tropical :

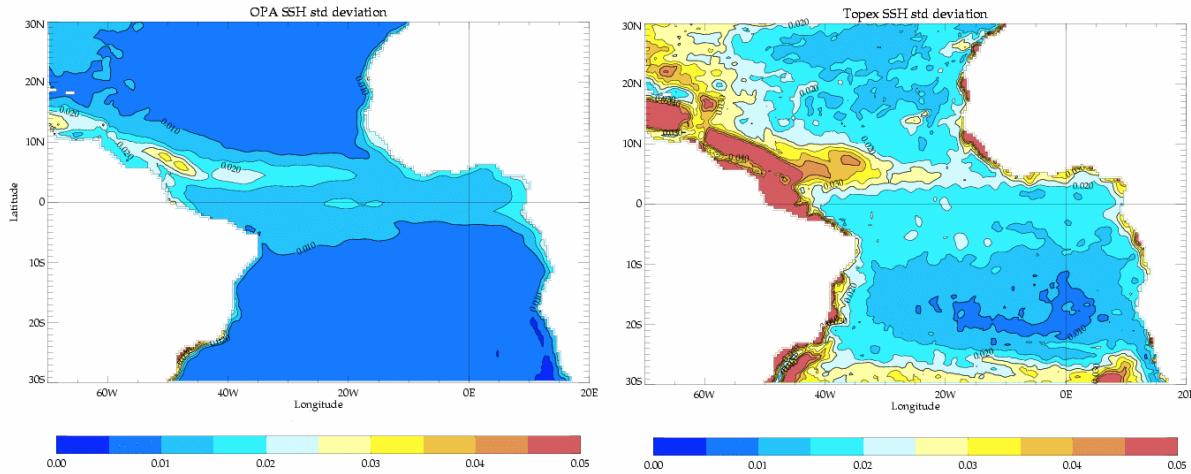


Figure 1-7 : Ecarts-type de la SSH par rapport à la moyenne mensuelle, OPA et Topex

L'écart entre OPA et Topex atteint ici un facteur 2 ou 3, beaucoup plus important que lors de la comparaison des climatologies. On retrouve bien les zones de forte variabilité mensuelle, notamment au centre du bassin vers 5°N jusqu'à la côte nord brésilienne, qui correspond en partie au couloir de propagation des TIWs, mais surtout à la rétroflexion du courant du Brésil qui alimente le contre-courant nord équatorial. Mais l'amplitude des variations est beaucoup plus faible : le modèle est beaucoup moins énergétique que les données observées par Topex et a du mal à représenter les phénomènes ondulatoires. Les écarts observés au large peuvent être dus au fait que les données de vents avec lesquelles le modèle est forcé sont les données ERS à 7 jours, alors que l'échelle de temps typique des perturbations atmosphériques dans les Tropiques est de l'ordre de 15 jours ; les écarts à la moyenne mensuelle dans le modèle sont donc sous-évalués en raison de l'échantillonnage trop large des données. Néanmoins les gros écarts systématiques le long des côtes, dans des zones où la dynamique océanique joue un rôle sérieux, laissent à penser que la dynamique du modèle OPA est défaillante.

Nous venons d'établir que le modèle OPA fournit des données en assez bon accord avec de nombreuses observations. Les flux de chaleur sont d'un bon ordre de grandeur et les zones où ils sont les plus marqués sont les mêmes dans le modèle, avec des extensions spatiales certes plus restreintes. La SST possède en moyenne annuelle climatologique des écarts de l'ordre de 0.5°C sur le bassin sauf dans les zones d'upwelling côtiers où ils sont plus importants, et possède une bonne corrélation en ce qui concerne la variabilité interannuelle, au minimum supérieur à 0.5, aspect essentiel pour la suite de notre étude. Les comparaisons concernant la structure de la subsurface nous apprennent que la thermocline du modèle est beaucoup plus

diffuse que dans la réalité, biais récurrent des modèles océaniques, et n'a pas de variations à des fréquences intra saisonnières, sauf dans la bande équatoriale où la représentation est plus fidèle. Enfin les données en hauteur de mer montrent que le modèle retrouve bien les variations de SSH saisonnières en climatologie mais est beaucoup moins performant pour les phénomènes ondulatoires dans le cadre d'une étude interannuelle.

2 Analyse statistique des signaux interannuels

Afin de mener une étude exhaustive sur l'Océan Atlantique tropical sans perdre des informations sur une zone géographique trop étendue, il nous faut déterminer les endroits où la variabilité interannuelle est la plus significative et/ou la plus représentative d'une région. Pour cela, nous nous basons sur une étude statistique, tout d'abord par une étude par EOFs (Empirical Orthogonal Functions) sur la SST, puis par une étude de la carte de variance, toujours en SST.

2.1 EOFs

L'approche par EOFs permet de déterminer quels sont les principaux modes de variabilité sur un domaine donné, ainsi que leurs variations temporelles associées (Bjornsson et Venegas, 1997). Il s'agit d'une méthode purement statistique qui n'apporte pas de justification physique aux résultats fournis, ceux-ci pouvant être pour les modes secondaires des artefacts de calculs et non une réalité observable. Nous avons mené notre étude par EOFs sur les anomalies de la SST par rapport à la climatologie, sur la période 1992-2000, afin de déterminer les modes de variabilité interannuelle. Ceci a été effectué à la fois sur les sorties du modèle et sur les observations Reynolds. Les résultats présentés ici comprennent les deux premiers modes à l'échelle du bassin ainsi que les premiers modes régionaux, pour lesquels les résultats provenant d'OPA et ceux des données Reynolds sont proches. L'ensemble des résultats de l'étude par EOFs se situe en annexe. Nous avons inclus les séries temporelles correspondant aux différents modes pour les sorties OPA et les observations.

A l'échelle du bassin, on a comme premiers modes :

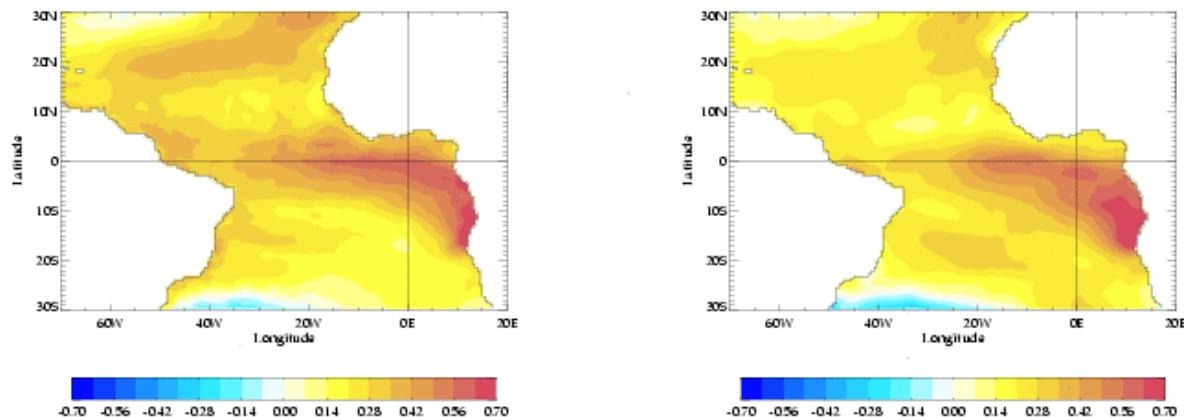


Figure 2-1 : Mode 1 interannuel à l'échelle du bassin (coefficient de covariance)

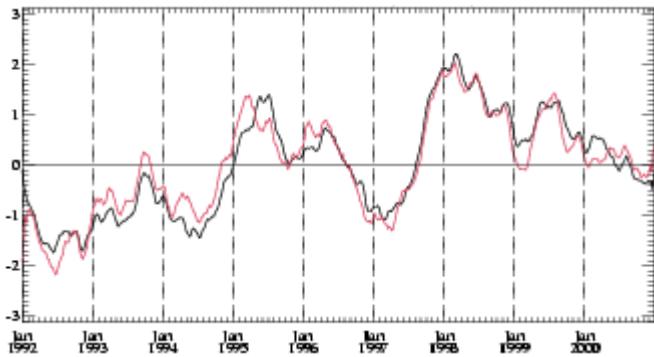


Figure 2-2 : Série temporelle du mode 1 interannuel du bassin (°C, noir : Reynolds, rouge : OPA)

Le mode 1 correspond au mode « équatorial », ou « Niño Atlantique » d’après la littérature (Zebiak, 1993, Ruiz-Barradas et al., 2000). On le retrouve dans les sorties d’OPA et les observations, avec des variances expliquées du même ordre, respectivement 32% et 20.6%. La zone de maximum de variance expliquée se situe dans les deux cas à l’équateur et au sud le long de la côte africaine, mais on peut remarquer que cette zone a une extension zonale puis méridienne dans le modèle alors qu’elle orientée sud-est dans les observations. Les deux séries temporelles correspondantes à ce mode sont proches, ce qui est encourageant quant à la validité des résultats établis depuis OPA.

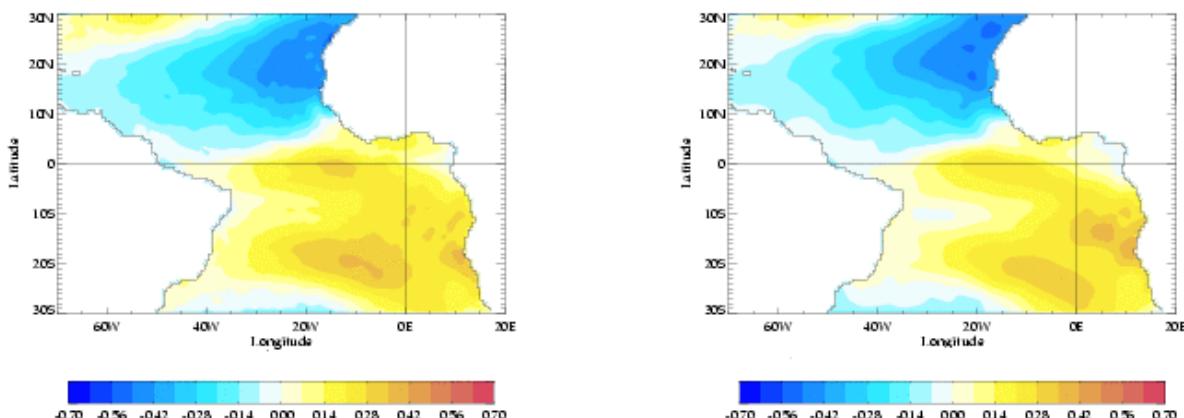


Figure 2-3 : Mode 2 interannuel à l'échelle du bassin (coefficients de covariance)

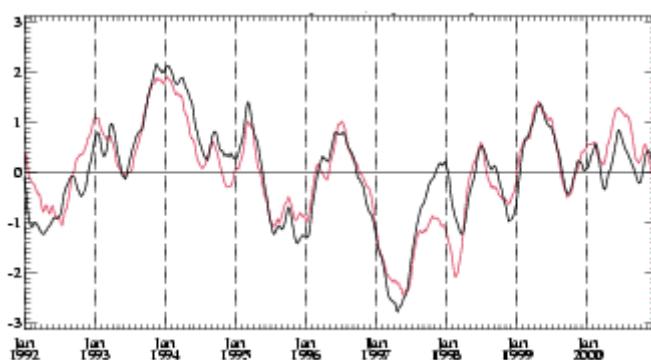


Figure 2-4 : Série temporelle du mode 2 interannuel du bassin (°C, noir : Reynolds, rouge : OPA)

Le 2^{ème} mode établi est le mode « méridien » ou « dipôle » évoqué dans la littérature (Ruiz-Barradas et al., 2000). Le but de cet exposé n'est pas de confirmer ou d'infirmer la réalité physique de ce dipôle. Ceci a été discuté notamment par Houghton et Tourre (1992), Nobre et Shukla (1996) ou encore Enfield et al. (1998). Une fois encore, les deux modes 2, celui d'OPA et celui de Reynolds, sont très proches, tant par leur forme géographique que par la variance expliquée, 15.7% pour OPA, 14.4% pour Reynolds, et leurs séries temporelles.

Nous avons ensuite effectué des zooms sur les zones de forte variabilité mis en avant par les deux premiers modes des fonctions empiriques à l'échelle du bassin : un zoom sur la bande équatoriale, entre 5°S et 5°N, un au nord de 10°N et un au sud de 10°S mais ne comprenant pas la côte africaine, dont la variabilité semble liée à celle de l'équateur. Nous avons choisi de séparer ces deux monopôles pour nous affranchir de la polémique quant à l'existence ou non du mode dipolaire.

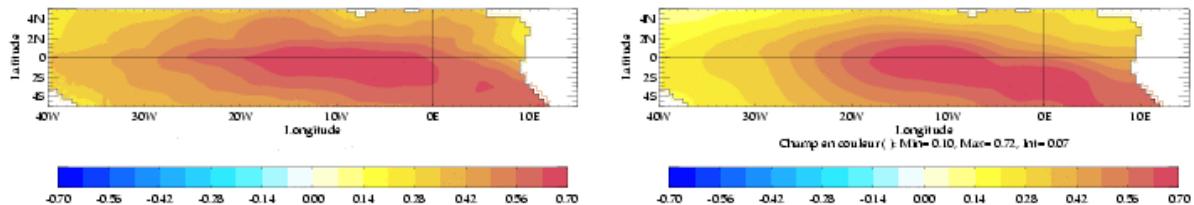


Figure 2-5 : Mode 1 interannuel de la bande équatoriale (coefficients de covariance)

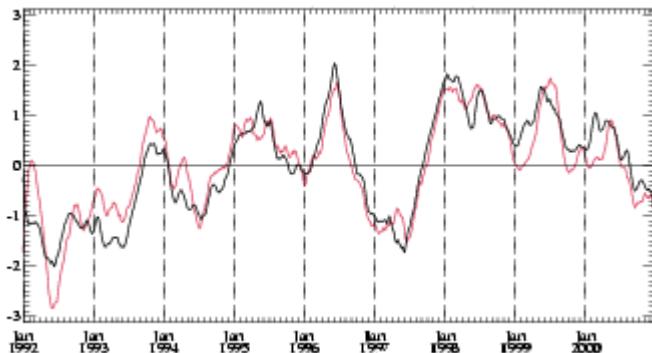


Figure 2-6 : Série temporelle du mode 1 interannuel équatorial (°C, noir : Reynolds, rouge : OPA)

L'analyse par EOF sur la bande équatoriale confirme le mode 1 observé à l'échelle du bassin, avec un mouvement d'ensemble de toute la zone expliquant une grande partie de la variance, 66.1% pour OPA, 60.7% pour Reynolds. Une fois encore, les résultats sur OPA et sur Reynolds sont très proches. Le cœur de cette zone est situé entre 20°W et 0°.

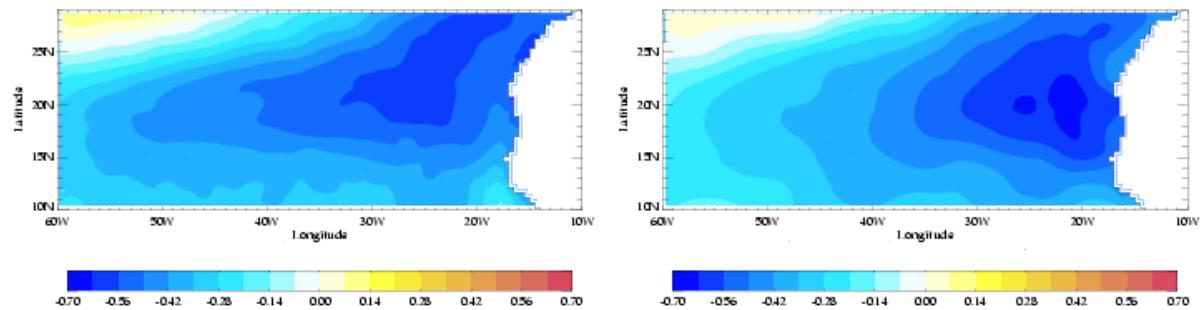


Figure 2-7 : Mode 1 interannuel de la zone nord (coefficients de covariance)

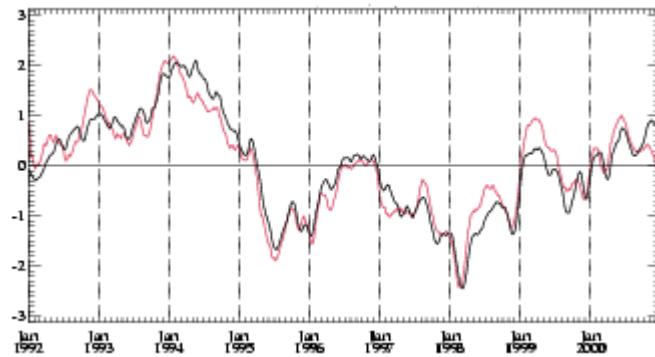


Figure 2-8 : Série temporelle du mode 1 interannuel nord ($^{\circ}\text{C}$, noir : Reynolds, rouge : OPA)

L'analyse par EOF sur cette zone confirme le « monopôle » nord du mode 2 observé à l'échelle du bassin, avec un mouvement d'ensemble de tout le nord du bassin expliquant une grande partie de la variance, 61.4% pour OPA, 51.4% pour Reynolds. Le cœur de cette zone est situé autour de 25°W et 20°N. Une fois encore, les résultats sur OPA et sur Reynolds sont proches.

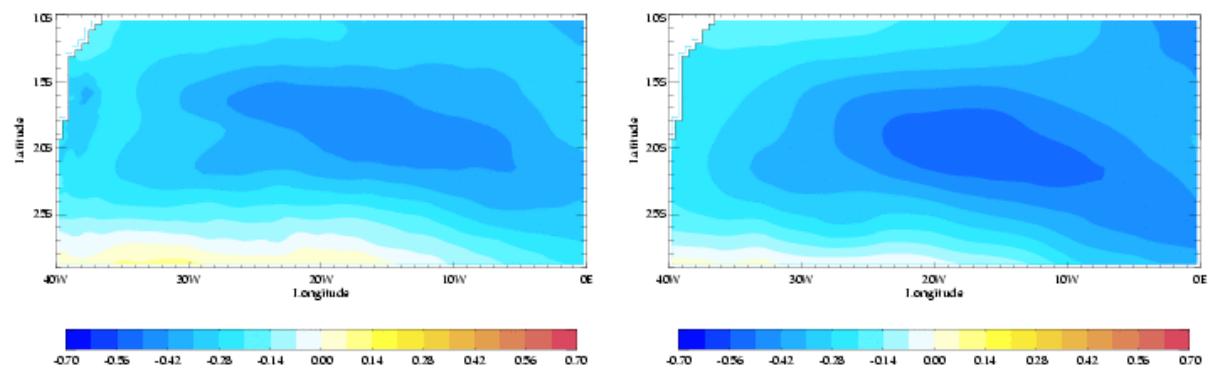


Figure 2-9 : Mode 1 interannuel de la zone sud (coefficients de covariance)

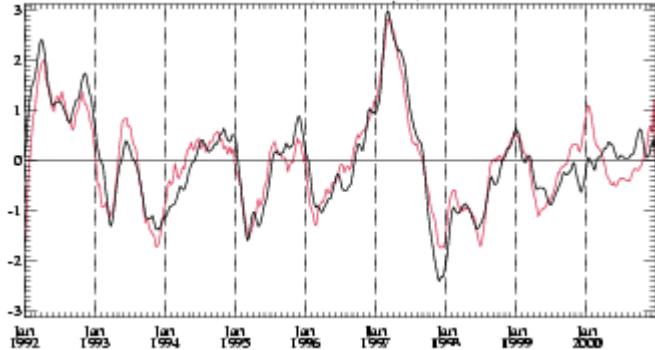


Figure 2-10 : Série temporelle du mode 1 interannuel sud (°C, noir : Reynolds, rouge : OPA)

L'analyse par EOF sur cette zone confirme le « monopôle » sud du mode 2 observé à l'échelle du bassin, avec des variations d'ensemble de tout le sud du bassin expliquant une grande partie de la variance, 51.2% pour OPA, 45.3% pour Reynolds. Le cœur de cette zone est situé autour de 28°W et 18°S. Une fois encore, les résultats sur OPA et sur Reynolds sont très proches.

2.2 Variance

L'étude par EOFs nous a permis de déterminer trois zones caractéristiques de la variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical, toutes situées au large. Mais nous savons que les zones d'upwelling côtiers sont aussi des zones de forte variabilité, seulement leur extension spatiale plus réduite ne les fait pas ressortir lors d'une étude par EOFs. Revenons maintenant sur la carte de variance de la SST par rapport à la SST climatologique :

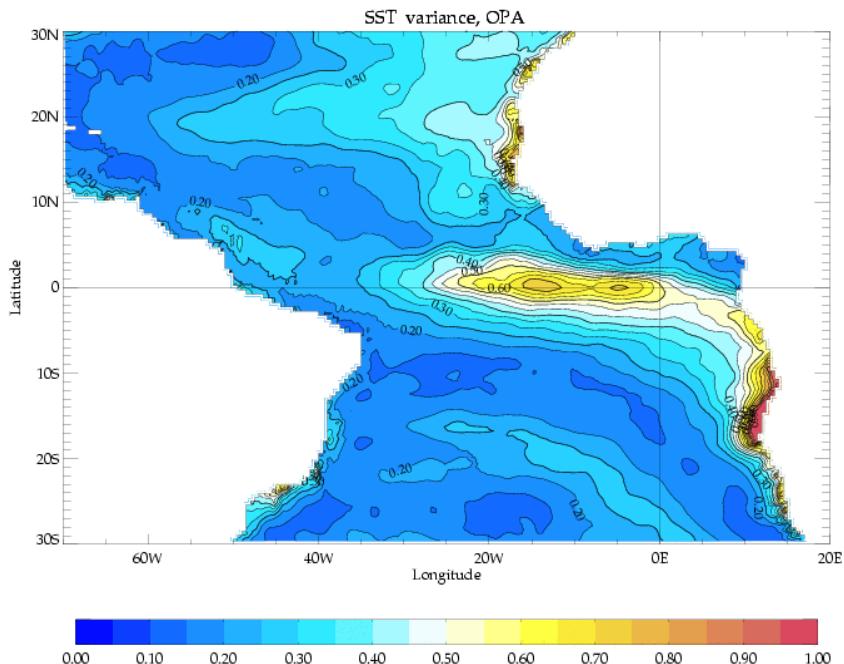


Figure 2-11 : Variance des anomalies interannuelles de la SST, OPA

De cette carte, on peut extraire trois zones de forte variabilité interannuelle. Tout d'abord la zone équatoriale située entre 20°W et 0° , qui est la zone mise en avant dans le mode dit « équatorial » précédemment étudié, qui est une zone d'upwelling (Xie et Carton, 2004) et deux zones liées à des phénomènes d'upwelling côtier, l'une au nord, l'upwelling de Mauritanie ou du Sénégal, l'autre au sud, l'upwelling d'Angola ou du Benguela. Ce sont ces deux zones de forte variance que nous allons choisir d'étudier comme zones d'upwelling côtier. L'analyse par EOFs nous a montré que les zones équatoriale et d'upwelling sud appartiennent au même mode de variabilité interannuelle, à l'échelle du bassin, pas l'upwelling nord. Ainsi les deux upwellings côtiers ont une variabilité interannuelle décorrélée.

3 Etude par boîtes

L'analyse statistique nous permet de dégager 5 zones clés pour la variabilité interannuelle de l'Atlantique tropical. Tout d'abord les deux zones côtières présentant une forte variance, au nord et au sud, liées aux upwellings côtiers. Puis la bande équatoriale située entre 20°W et 0° , qui est mise en avant à la fois par la variance de la SST et par le mode 1 en EOF à l'échelle du bassin et sur cette zone. Ensuite, les deux centres des monopôles nord et sud mis en avant par l'analyse en EOF sur ces deux parties du bassin. Nous décidons de rajouter une boîte à ces cinq déjà établies, sur la bande équatoriale mais plus à l'ouest. Ceci a été fait pour prendre en compte les ondes tropicales d'instabilité dont on sait qu'elles déferlent au-delà de 20°W . De plus, on réalisera plus tard que certains termes physiques y sont différents de la boîte située plus à l'est.

Voici une carte récapitulant les 6 boîtes établies pour poursuivre notre étude :

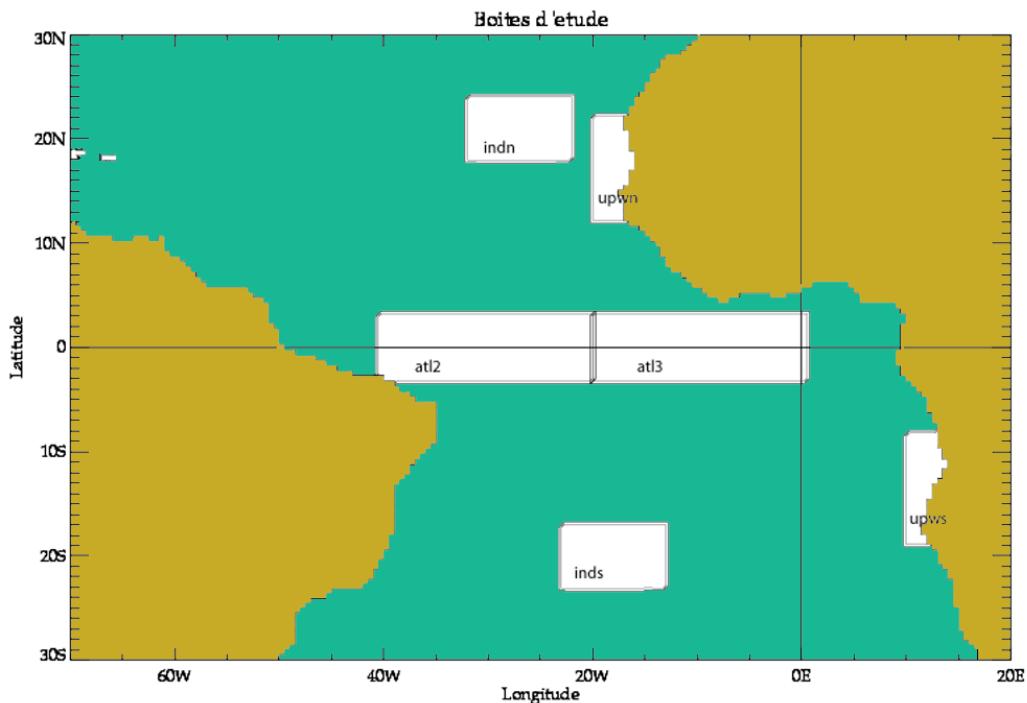


Figure 3-1 : Carte des six boîtes sélectionnées

Nous avons dénommé nos boîtes comme suit :

- à l'équateur : « atl2 » à l'ouest, « atl3 » à l'est (N.B : atl2 aurait dû s'appeler atl4 dans une approche de même type que dans le Pacifique)
- le long des côtes, où l'on suppose des phénomènes d'upwelling : « upwn » pour la zone nord, « upws » pour la zone sud
- dans les bassins, « indn » pour le monopôle nord, « inds » pour le monopôle sud

Les coordonnées exactes de boîtes sont :

- atl2 : 40°W, 20°W, 3°S, 3°N
- atl3 : 20°W, 0°, 3°S, 3°N
- upwn : 20°W, 15°W, 12°N, 22°N
- upws : 10°E, 15°S, 19°S, 8°S
- indn : 32°W, 22°W, 18°N, 24°N
- inds : 23°W, 13°W, 23°S, 17°S

Le modèle OPA nous permet d'étudier les phénomènes d'échange de chaleur au sein de la couche mélangée par les termes de tendances jouant un rôle dans la variation de la SST. Voici l'équation régissant l'évolution de la SST au sein du modèle (Menkes et al., 2004) :

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

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

3.1 Boîtes méridiennes

Nous commençons par nous pencher sur les deux boîtes méridiennes, à savoir indn et inds, correspondant aux deux monopôles mis en évidence par l'étude en EOFs.

3.1.1 Boite nord

Tout d'abord la boîte nord, indn. Nous savons que dans cette zone, l'écart en SST climatologique entre les sorties du modèle et les observations est assez faible. Penchons-nous tout d'abord sur les tendances climatologiques de cette boîte :

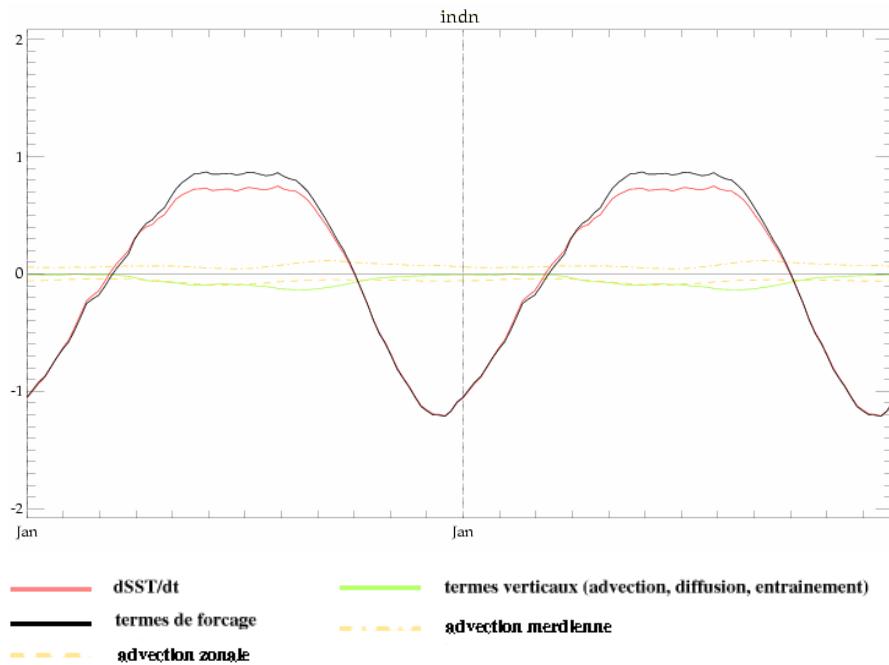


Figure 3-2 : Tendances climatologiques en SST, boîte nord indn (°C/mois)

Dans la représentation des tendances ci-dessus, nous avons négligé les termes « sous maille », constitués de la diffusion latérale, la partie verticale de la diffusion isopycnale et l’advection Eddy Induced Velocity (EIV). Nous avons fait de même dans l’étude de la boîte sud. On voit que les variations de la SST dans cette zone ont un cycle annuel, elles sont totalement dépendantes des forçages en surface. Si l’on décompose le flux total en surface :

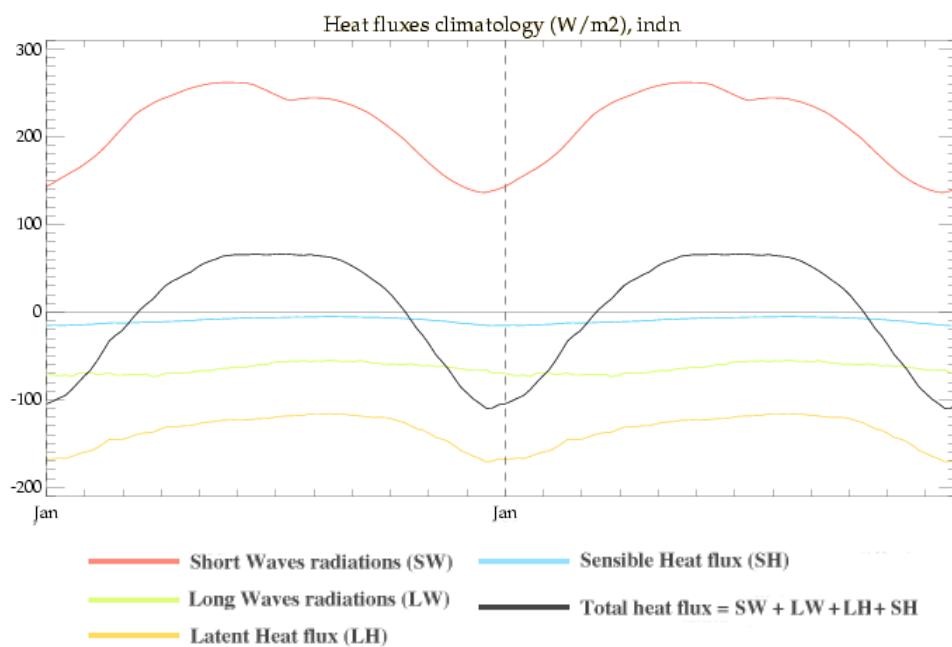


Figure 3-3 : Décomposition du flux de chaleur nette climatologique (W/m²), indn

Les variations saisonnières du flux de chaleur, et par la même de la SST, sont essentiellement dues au flux solaire, accentué par le flux de chaleur latente, ce qui confirme les travaux de Carton et Zhou (1997) et Foltz et al. (2003). D’après la formulation des flux de chaleur latente

et sensible (cf 1.1 Flux de chaleur), il est logique que le terme de chaleur latente soit élevé en valeur absolue en hiver, à l'époque où les vents sont les plus soutenus. L'accord quasi-parfait entre la tendance de SST et le forçage en surface montre qu'en cette zone la couche mélangée océanique s'ajuste très rapidement à l'atmosphère et que les termes océaniques jouent un rôle quasi nul sur les variations saisonnières de la SST. Il reste à savoir si cela est toujours le cas en interannuel.

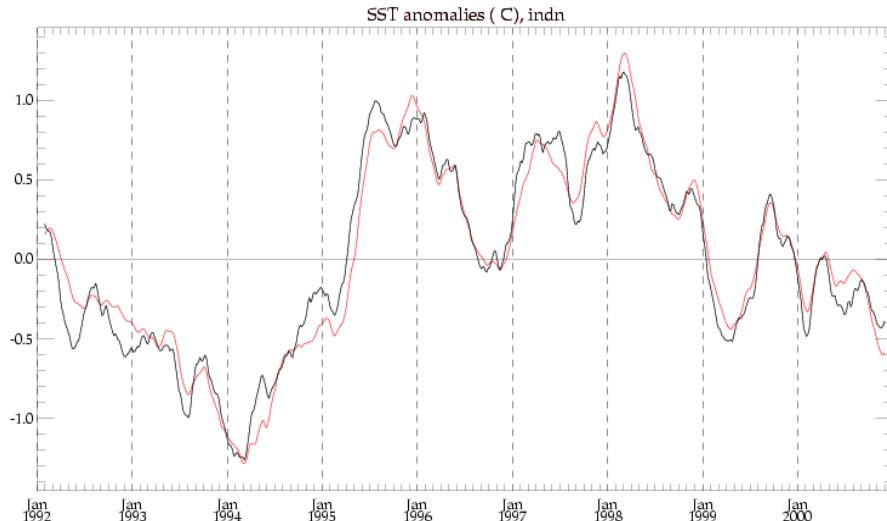


Figure 3-4 : Anomalies interannuelles de SST ($^{\circ}\text{C}$, rouge : OPA, noir : Reynolds), indn

On voit que le modèle reproduit très fidèlement le comportement les variations interannuelles de SST dans cette zone. Les tendances générales sont bien présentes, ainsi que les pics, qui sont simultanés à ceux observés et de même amplitude à 0.1°C près. De plus, on pourra vérifier que cette série est proche de celle définissant le mode 1 du bassin nord, en respectant la convention de signe des EOFs. Ainsi le mode 1 fourni par l'analyse statistique est bien observable dans la réalité. On peut dès lors sélectionner une période présentant un ou des événements extrêmes, afin d'étudier leur(s) mécanisme(s). Notre choix s'est porté sur les années 1994 à 1996, car on y trouve un pic négatif suivi d'un pic positif, et enfin une année de chute vers la moyenne. Pour cela on étudie les anomalies de tendances données par le modèle, toujours par rapport à la climatologie :

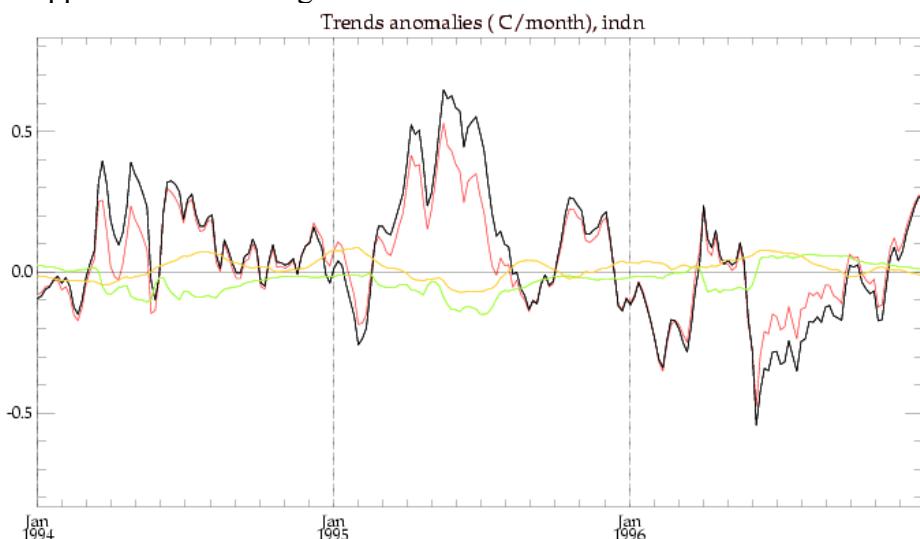


Figure 3-5 : Anomalies interannuelles de tendances pour les années 1994 à 1996 ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$) (rouge : $d\text{SST}/dt$, noir : forçage, vert : termes verticaux, orange : advection horizontale)

On voit que même pour ces années présentant des comportements marqués, c'est toujours le terme de forçage qui domine les changements de SST. Dans ce terme, c'est la variation de la chaleur latente qui domine :

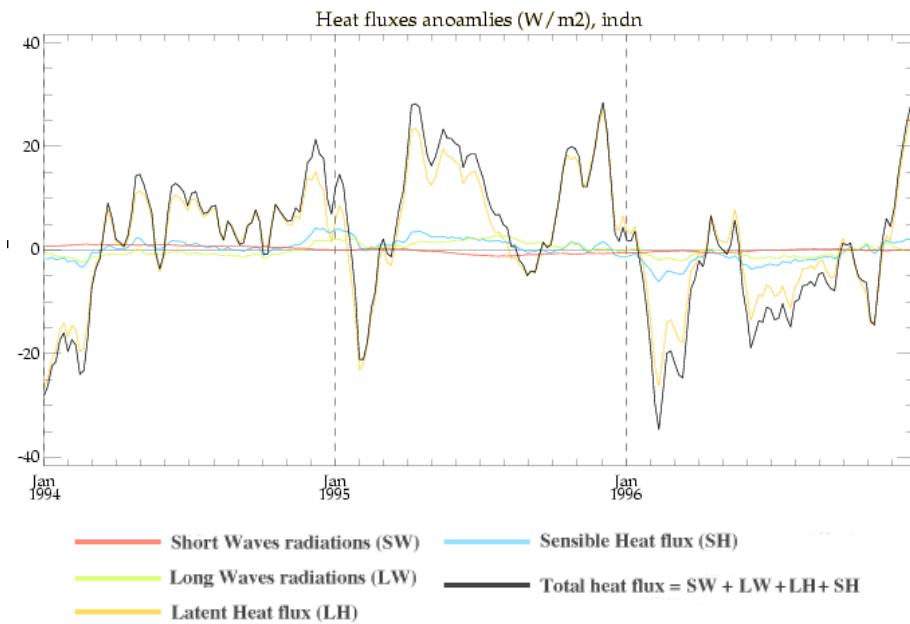


Figure 3-6 : Anomalies interannuelles de flux de chaleur (W/m²)

Ainsi, d'après la formulation *bulk*, c'est une modification des vents, dans cette zone les alizés, qui va entraîner une anomalie, chaude ou froide, de température, comme on le voit sur la figure suivante :

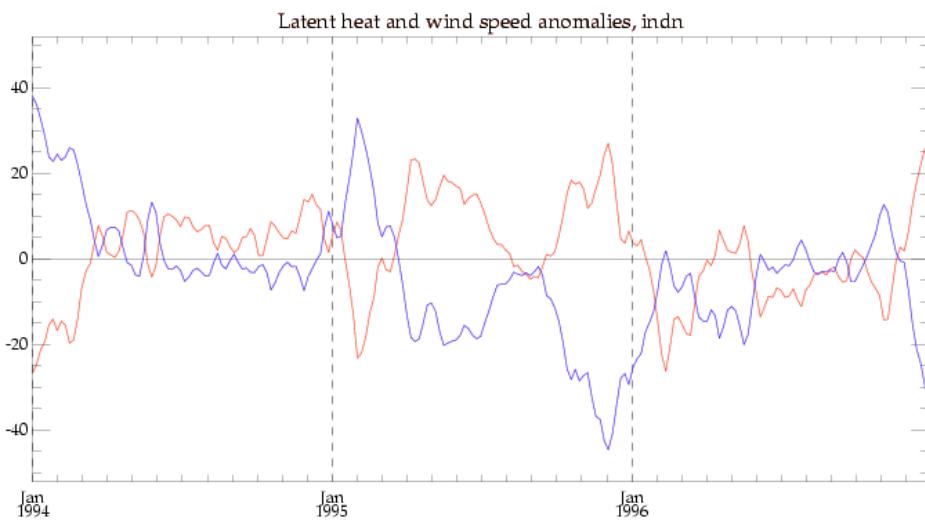


Figure 3-7 : Anomalies interannuelles de chaleur latente (W/m², rouge) et de vitesse de vent (10⁻³ m/s, bleu), 1994-1996

En effet, un renforcement des vents entraîne une augmentation du terme de chaleur latente ôtée à l'océan, d'où l'anomalie négative de chaleur reçue par celui-ci, dans la convention que nous avons retenue. Afin d'illustrer ce phénomène, nous avons établi une carte de l'Atlantique nord, entre 20 et 60°W, 10 et 30°N, lors des anomalies en chaleur latente les plus marquées. Tout d'abord, examinons l'anomalie positive de vent de janvier-février 1995, donc négative en chaleur latente, qui se situe en pleine période de réchauffement courant sur 1994-1995 (cf.

carte d'anomalie de SST, Figure 3-4) et donc constitue un évènement froid au milieu d'un long réchauffement relatif. La carte suivante est une moyenne sur les 2 mois :

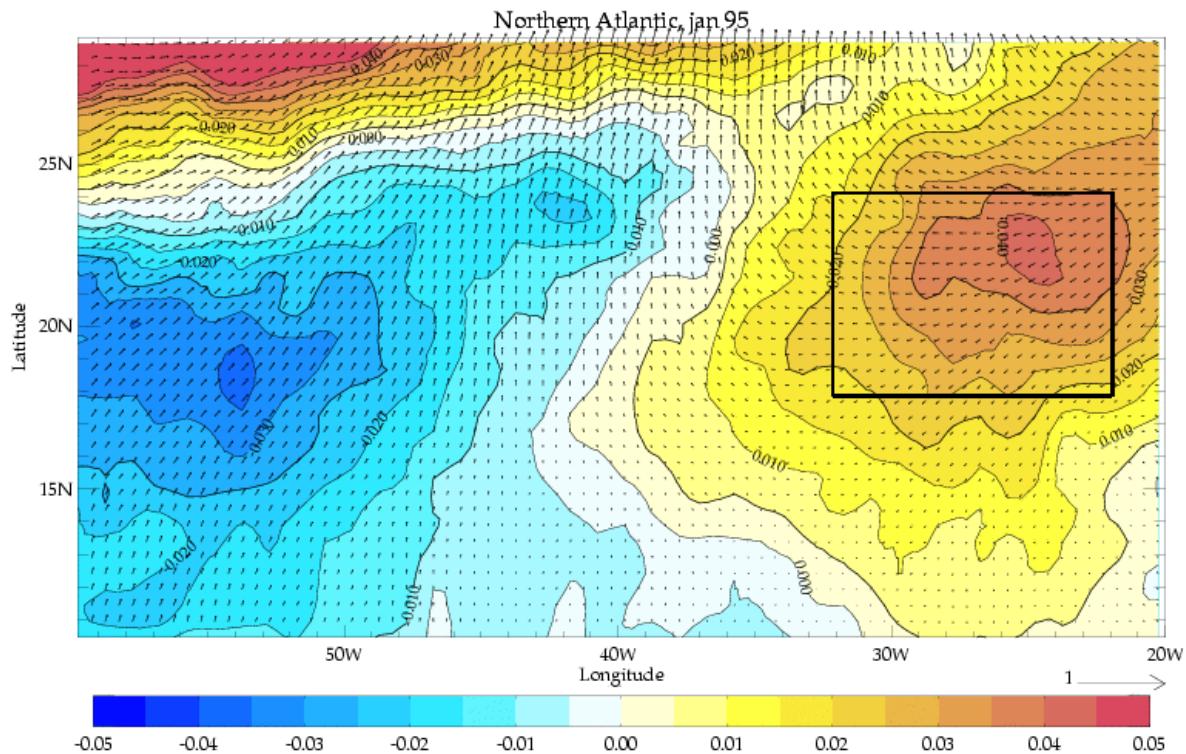


Figure 3-8 : Anomalie positive de vent (intensité et direction, m/s), Atlantique tropical nord, janvier 1995

Cette carte est à lire par rapport à la carte climatologique des vents à cette période de l'année :

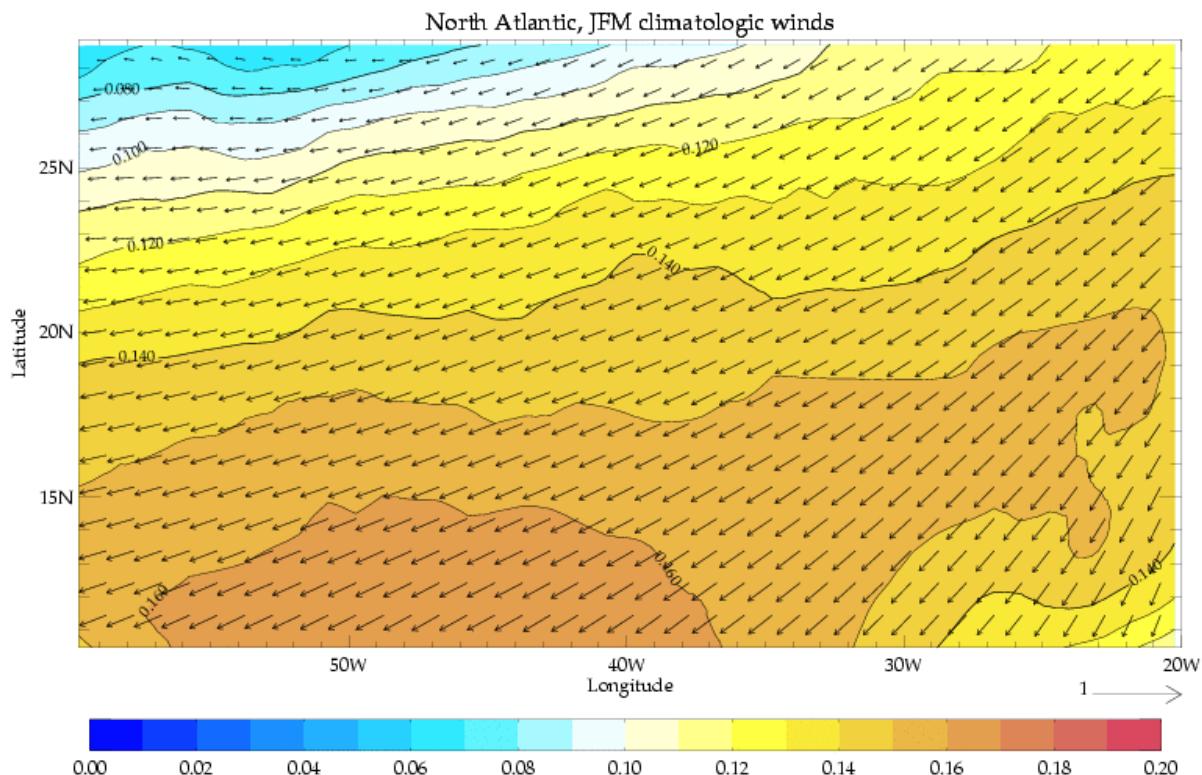


Figure 3-9 : Système des vents climatologiques (m/s), Atlantique tropical nord, hiver boréal

L'hiver boréal est l'époque de l'année où la zone de passage des alizés, en orange ci-dessus, est le plus au sud, comparée à l'été :

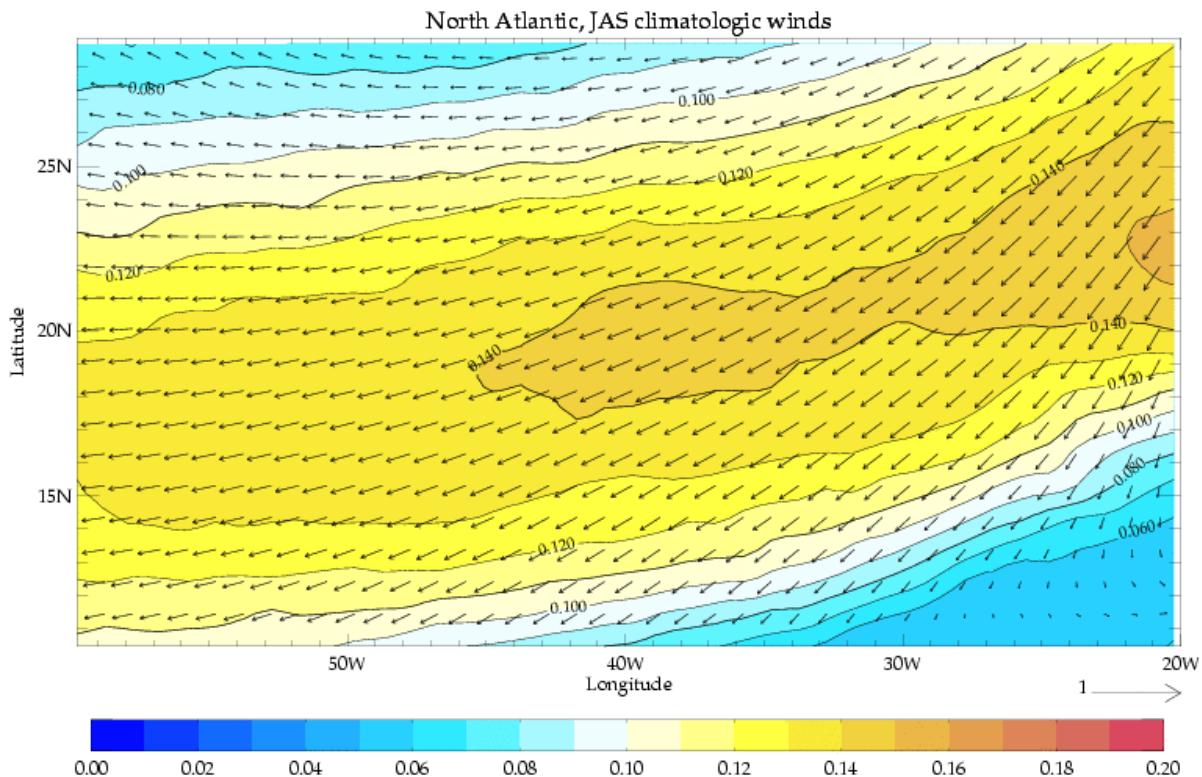


Figure 3-10 : Système de vents climatologiques (m/s), Atlantique tropical nord, été boréal

Entre l'été et l'hiver la zone de maximum des vents oscille du nord au sud, et les vents s'amplifient en hiver.

L'anomalie positive de vent de janvier 95 (Figure 3-8) en cette zone est bien liée à un renforcement des alizés, car l'anomalie est orientée au sud-ouest. Mais ce renforcement est cantonné à l'est du bassin, à l'ouest on observe un fort affaiblissement des alizés, ce qui fait penser à un phénomène de bascule. Ceci contredit l'hypothèse que la zone indn est représentative de l'ensemble de l'Atlantique tropical nord.

Comparons cette carte avec l'anomalie positive de vent de décembre 93-janvier 94, donc anomalie négative en chaleur nette, qui elle se situe à la fin d'une longue période de refroidissement entamée depuis 1992, qu'elle semble conclure :

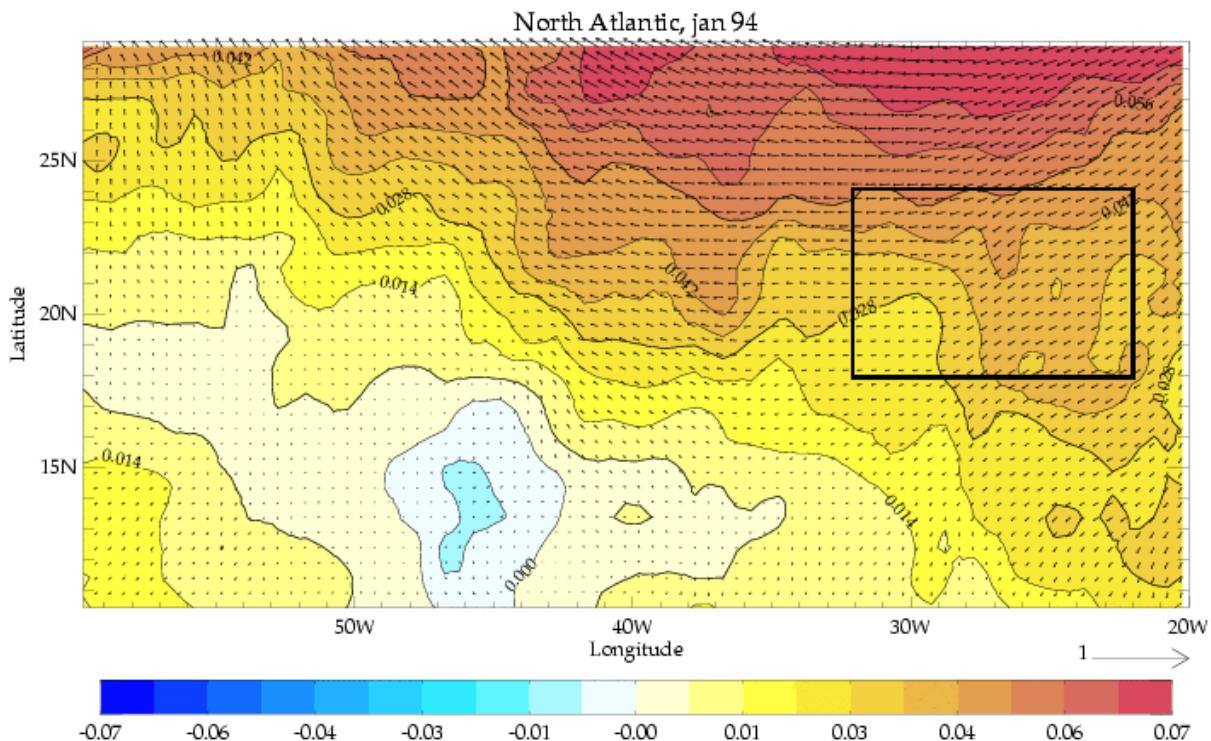


Figure 3-11 : Anomalie positive de vent (intensité et direction, m/s), Atlantique tropical nord, janvier 1994

Ici il s'agit toujours d'un renforcement des alizés, avec une déviation vers le nord au centre du bassin, mais cette fois dans la zone nord où ils sont normalement plus faibles. Le phénomène a lieu cette fois-ci à l'échelle du bassin. Les deux cartes d'anomalies positives, à un an d'intervalle, sont donc très différentes. Une étude menée sur les autres anomalies positives de vent, en janvier 1999 et octobre 2000, confirme que les anomalies repérées dans notre boîte indn ne sont pas toujours représentatives de l'ensemble du bassin nord.

Néanmoins, on peut effectuer des rapprochements entre différentes situations. L'anomalie positive de janvier 1999 se situe à l'apogée d'un long refroidissement et est comparable à ce que l'on observe en janvier 1994 (grande échelle, centrée à l'extérieur de la fenêtre). L'anomalie positive d'octobre 2000, quant à elle, semble plus proche de ce que l'on observe en janvier 1995, mais étant située à la fin de notre échantillon, on ne peut dire si elle interrompt une période de réchauffement ou accentue une période de refroidissement.

Penchons-nous maintenant sur les anomalies négatives de vent, associées à un réchauffement par chaleur latente de la couche mélangée de l'océan. Voici la même carte que précédemment, mais en novembre-décembre 1995 :

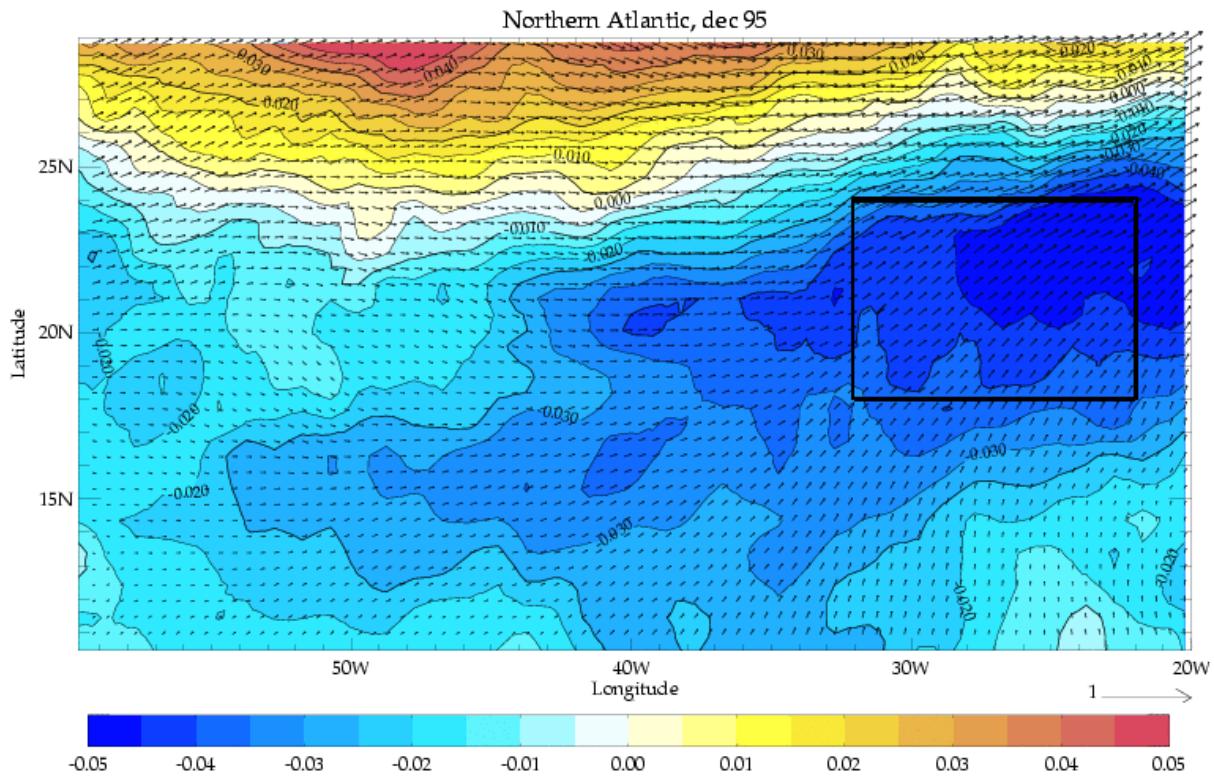


Figure 3-12 : Anomalie négative de vent (intensité et direction, m/s), Atlantique tropical nord, dec 1995

Cette anomalie négative couvre tout le bassin et est associée à une atténuation des alizés très marquée, surtout sur la zone ind. La zone située encore plus au nord est marquée par un renforcement des vents, mais dans une direction opposée à leur direction habituelle en cette saison : il s'agit cette fois d'un renversement des vents, à rapprocher de l'affaiblissement des alizés observé sur le reste du bassin. Ceci dénote un mouvement à l'échelle du bassin, de chute sévère des alizés allant par endroits à leur renversement, mais ceci n'a pas le même impact en terme de budget de chaleur et donc de SST. En effet le renversement des vents accompagné d'une augmentation de vitesse entraîne une diminution de la chaleur latente, alors que la simple atténuation des alizés entraîne une augmentation de ce terme.

On observe le même type de carte pour les anomalies de vent négatives de janvier 1997 et janvier 1998. On peut remarquer que ces anomalies ont lieu en plein hiver boréal, à l'époque où les alizés sont les plus forts à cet endroit, ce qui est en bon accord avec les résultats de Nobre et Shukla (1996). Alors que les anomalies de décembre 1995 et janvier 1998 concluent chacune une période de réchauffement relatif, celle de janvier 1997 arrive à la fin d'une période de refroidissement couvrant l'année 1996. Malgré cela, toutes ces anomalies ont la même organisation spatiale, à savoir une anomalie négative de vent autour de la zone indn, et des anomalies positives situées au nord de 25°N.

Pour résumer, la zone étudiée indn est une zone dominée par le flux solaire et la perte de chaleur latente pour ses variations saisonnières, et par le comportement des alizés qui forcent la variabilité interannuelle de la SST ; l'océan ne joue aucun rôle sérieux dans l'équilibre du budget de chaleur de la couche mélangée. A l'échelle du bassin, nous avons remarqué que l'indice indn n'est pas toujours représentatif de l'ensemble et que les anomalies positives de vent n'avaient pas toutes la même organisation spatiale, alors que les anomalies négatives paraissent avoir une structure commune. Les anomalies positives et négatives ne sont pas non

plus symétriques. Enfin on remarque que les anomalies les plus marquées étudiées ici ont lieu en hiver, entre octobre et janvier, à l'époque où les alizés sont le plus soutenus.

3.1.2 Boîte sud

Penchons-nous maintenant sur la boîte sud, pendant austral de la boîte précédente. Les écarts de température de la climatologie sont toujours faibles, bien que plus importants qu'au nord, avec un maximum de 0.5°C en octobre :

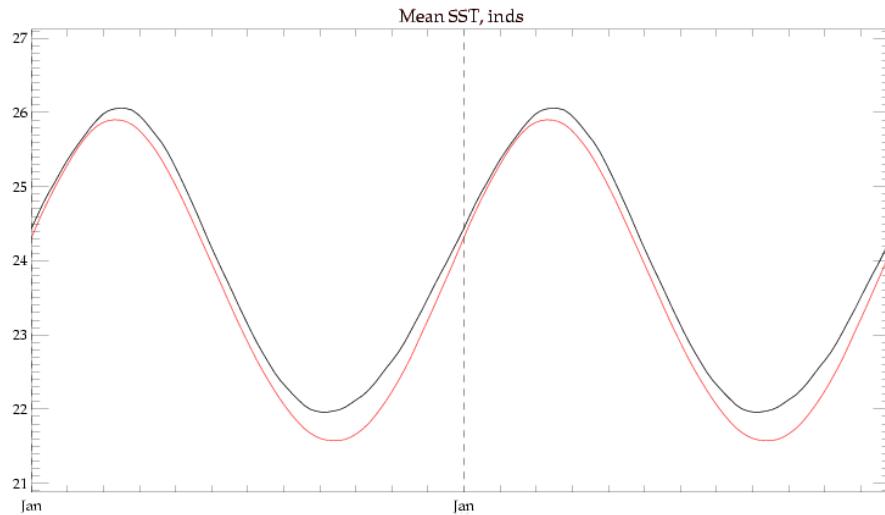


Figure 3-13 : SST climatologique, boîte sud inds ($^{\circ}\text{C}$, rouge : OPA, noir : Reynolds)

Malgré tout, la SST climatologique du modèle est très proche de celle observée sur la même période. On voit qu'elle suit un cycle annuel. Les tendances en climatologie sont les suivantes :

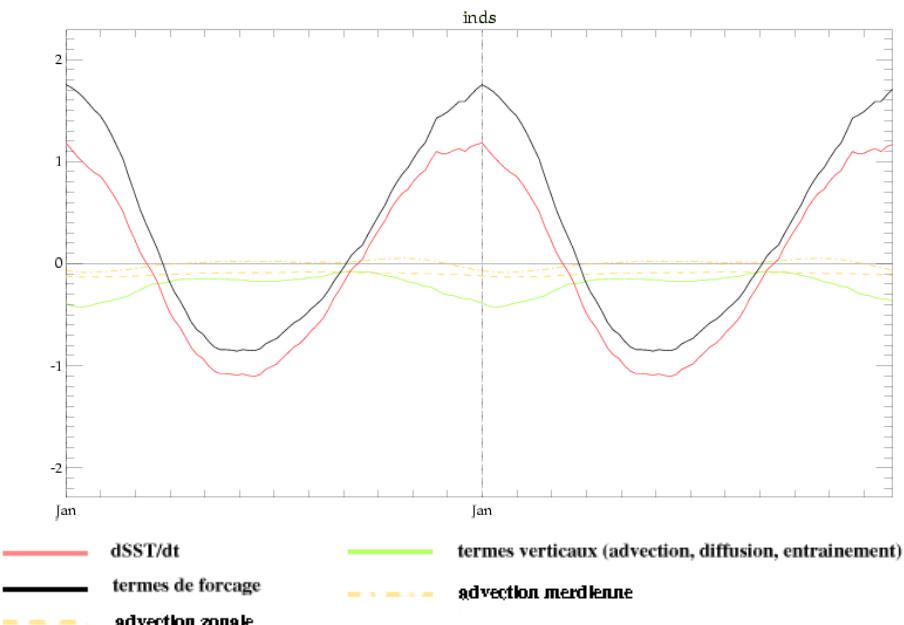


Figure 3-14 : Tendances climatologiques, inds ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$)

Contrairement à la boîte nord, ici l'océan joue un rôle dans la climatologie. En effet la tendance de forçage, dominée comme au nord par le flux solaire et la perte de chaleur latente (Carton and Zhou, 1997, Foltz et al., 2003), n'est cette fois pas équilibrée sur l'année et les termes océaniques jouent le rôle de compensateur pour l'excès de chaleur reçu en surface. Ceci est notamment le fait de l'advection zonale, quasi constante et qui refroidit la couche de surface de l'ordre de $0.1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$, ainsi que la diffusion verticale, qui domine les termes verticaux et qui atteint $0.4^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ de refroidissement en janvier, contrecarrant le maximum de forçage en surface (été austral). Néanmoins, au premier ordre c'est bien le forçage en surface qui domine l'évolution saisonnière de la SST. De même que dans la boîte nord, c'est le flux solaire qui domine le flux de chaleur en surface et dans une moindre mesure le flux de chaleur latente. Etudions maintenant les variations de l'anomalie de SST :

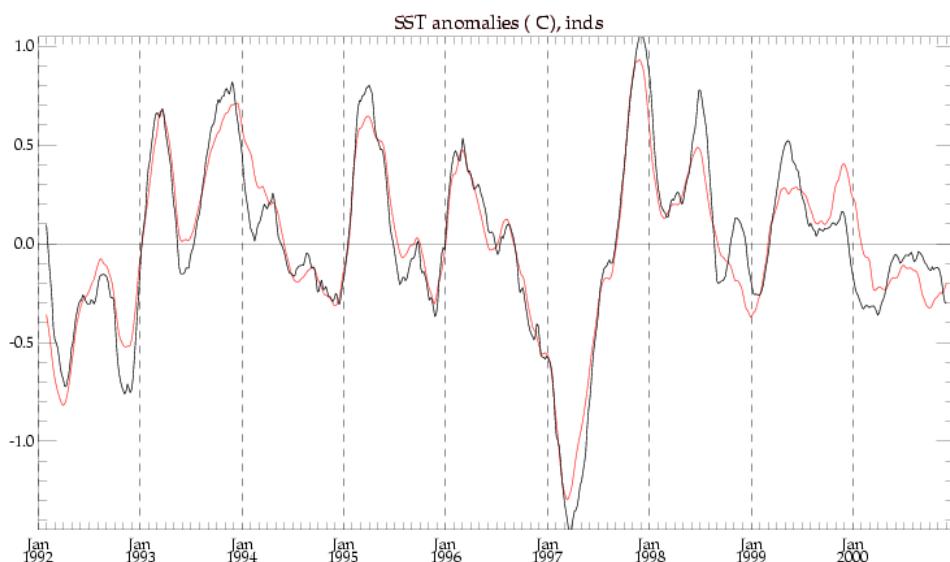


Figure 3-15 : Anomalies interannuelles de SST, inds ($^{\circ}\text{C}$, rouge : OPA, noir: Reynolds)

Une fois de plus, le modèle suit de manière très satisfaisante les évolutions de la SST observées par Reynolds. Cette série temporelle est très proche de la série temporelle du mode 1 correspondant à cette zone, au signe près dû à la covariance négative dans l'approche par EOFs. Cette série temporelle a bien une réalité physique. Nous pouvons dès lors sélectionner une période d'extrema afin d'étudier les mécanismes physiques liés aux anomalies de SST. Nous avons sélectionné la période 1996-1997, qui voit une chute de cette anomalie d'environ un an vers un minimum de -1.5°C , puis une remontée de 10 mois vers un maximum de $+1^{\circ}\text{C}$. Voici les anomalies en tendances associées à ces évènements :

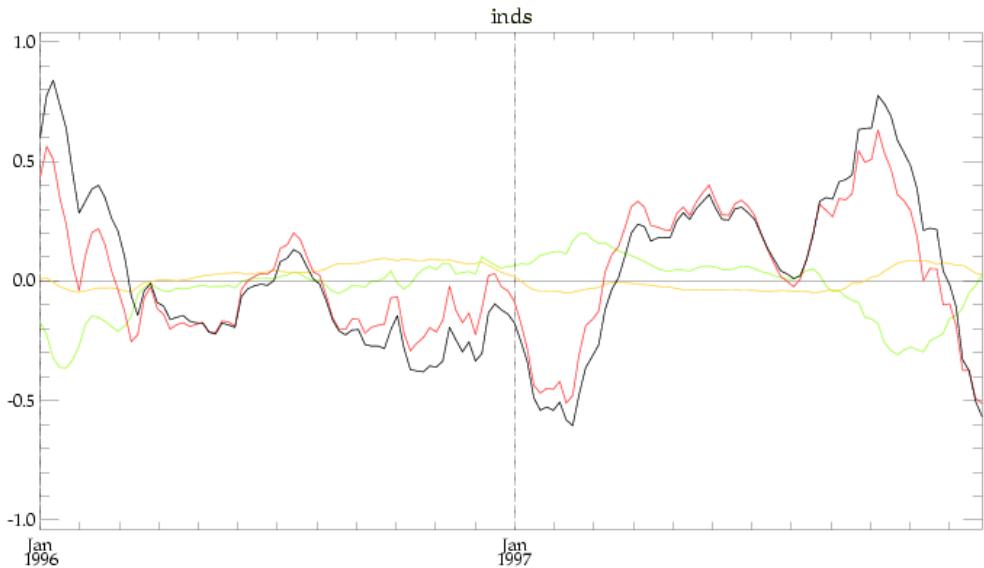


Figure 3-16 : Anomalies interannuelles de tendances, inds ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$, rouge: $d\text{SST}/dt$, noir: forçage, vert : termes verticaux, orange: advection horizontale)

Comme dans la boîte nord, c'est l'anomalie de forçage qui fait varier l'anomalie de SST, pour les anomalies froides comme pour les anomalies chaudes. Si l'on étudie la décomposition du terme d'anomalie de chaleur nette, c'est là aussi le terme de chaleur latente qui domine les autres. On peut dès lors, comme au nord, lier les variations de vents à celle de chaleur latente, donc de la SST :

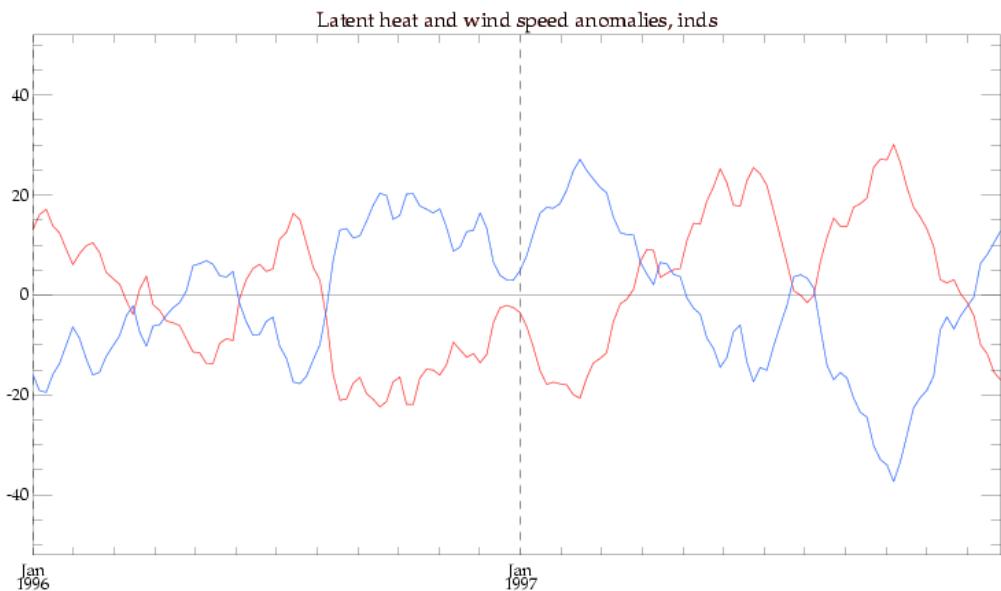


Figure 3-17 : Anomalies de chaleur latente (W/m^2 , rouge) et de vent ($10^{-3}\text{m}/\text{s}$, bleu), 1996-1997

Là aussi, une anomalie positive de vent est liée à un refroidissement de la couche mélangée, et une anomalie négative à un réchauffement. Tout comme dans le nord du bassin, nous avons établi une carte de l'Atlantique tropical sud lors d'évènements extrêmes. Voici une anomalie positive de vent, en mai-juin 1994 (pic le plus marqué sur notre échantillon) :

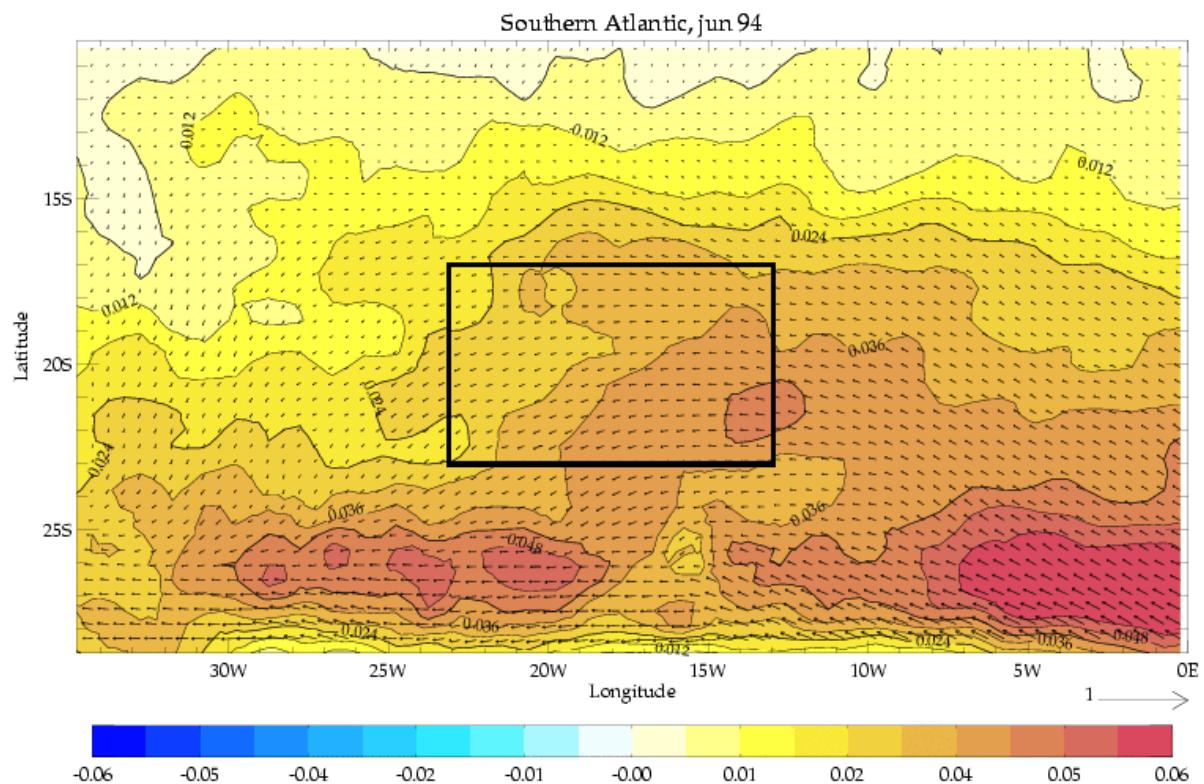


Figure 3-18 : Anomalies positive de vent (intensité et direction, m/s), Atlantique tropical sud, juin 1994

Cette carte est à comparer avec les vents climatologiques en été puis en hiver austral :

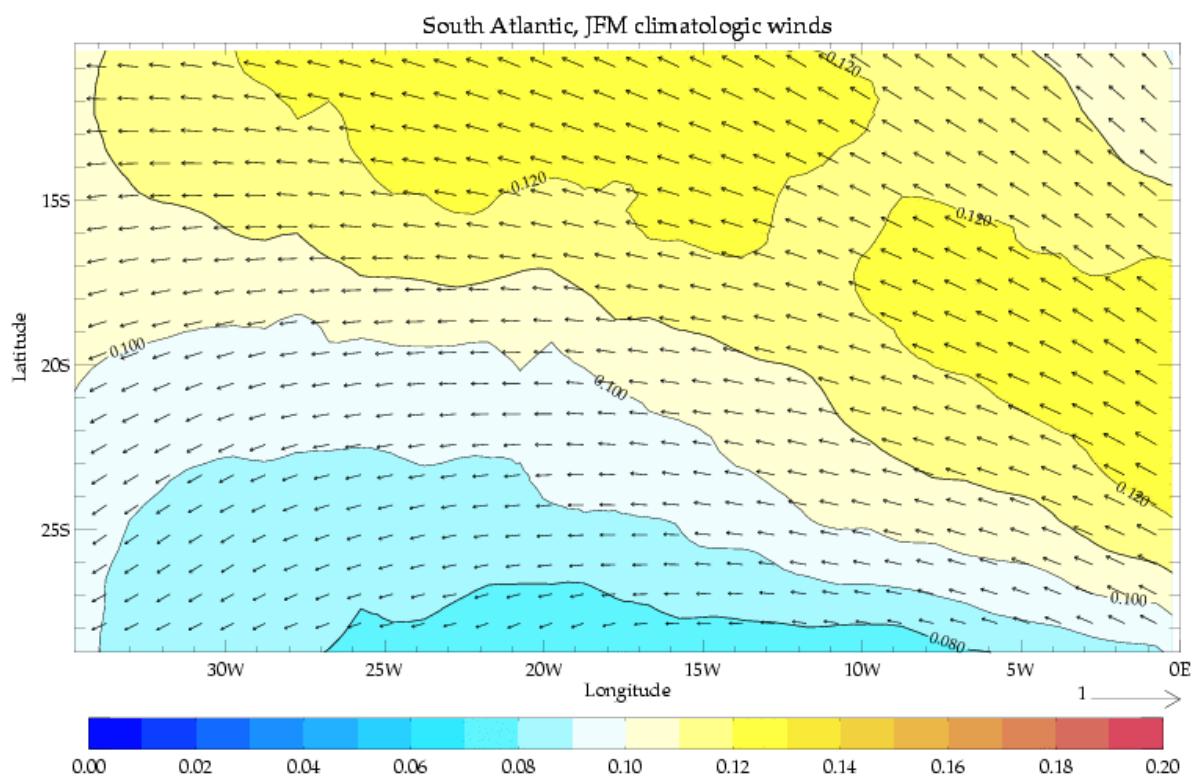


Figure 3-19 : Système de vents climatologiques (m/s), bassin sud, été austral

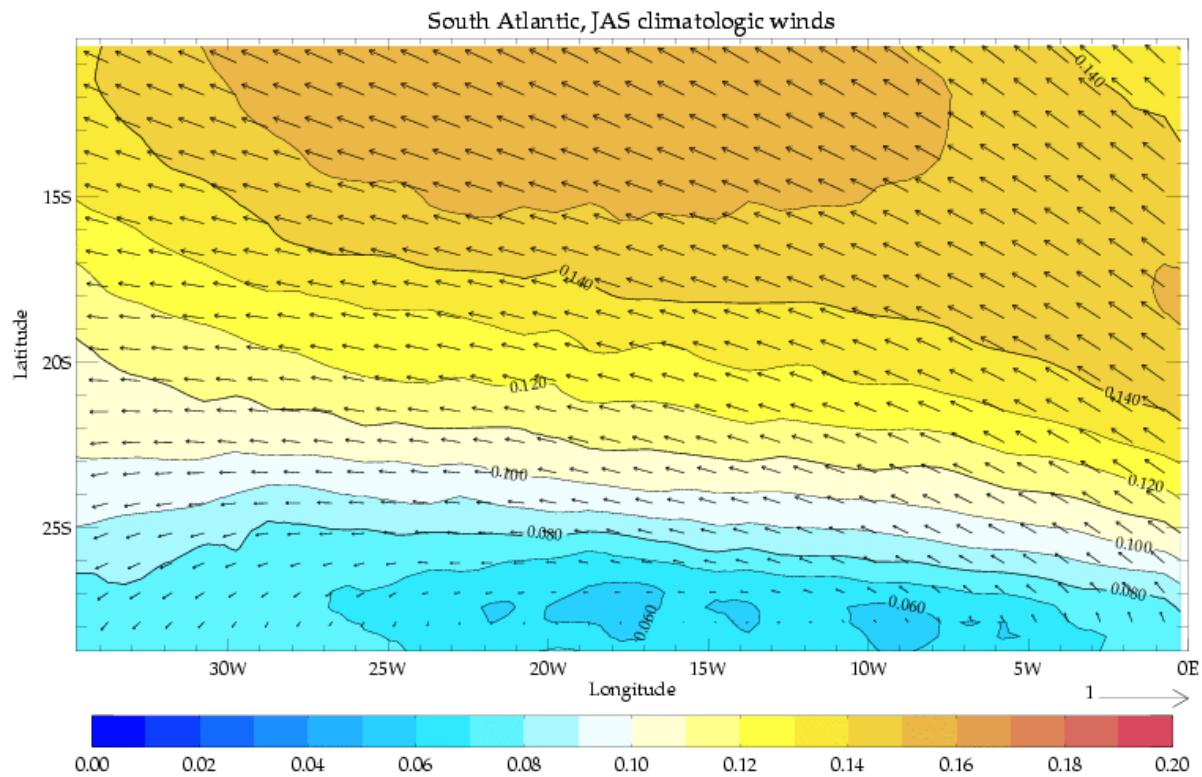


Figure 3-20 : Système de vents climatologiques (m/s), bassin sud, hiver austral

Contrairement au bassin nord, il y a peu de différence dans la répartition géographique des zones de vents forts entre l'hiver et l'été austral. En hiver austral (juillet à septembre), les vents alizés sont plus soutenus et couvrent une plus grande zone, mais on n'observe pas une oscillation comme dans l'hémisphère nord.

La carte d'anomalie positive de juin 1994 (Figure 3-18) est représentative des anomalies positives de vent étudiées sur notre échantillon, les autres ayant lieu en février 1997, juillet 1998 et septembre 2000. Ainsi les anomalies positives de vent semblent se produire à l'échelle du bassin, particulièrement sur la zone où les vents sont normalement plus faibles. Ceci correspond donc à un renforcement des alizés à l'échelle du bassin.

Examinons maintenant une anomalie négative de vent, en septembre-octobre 1997 :

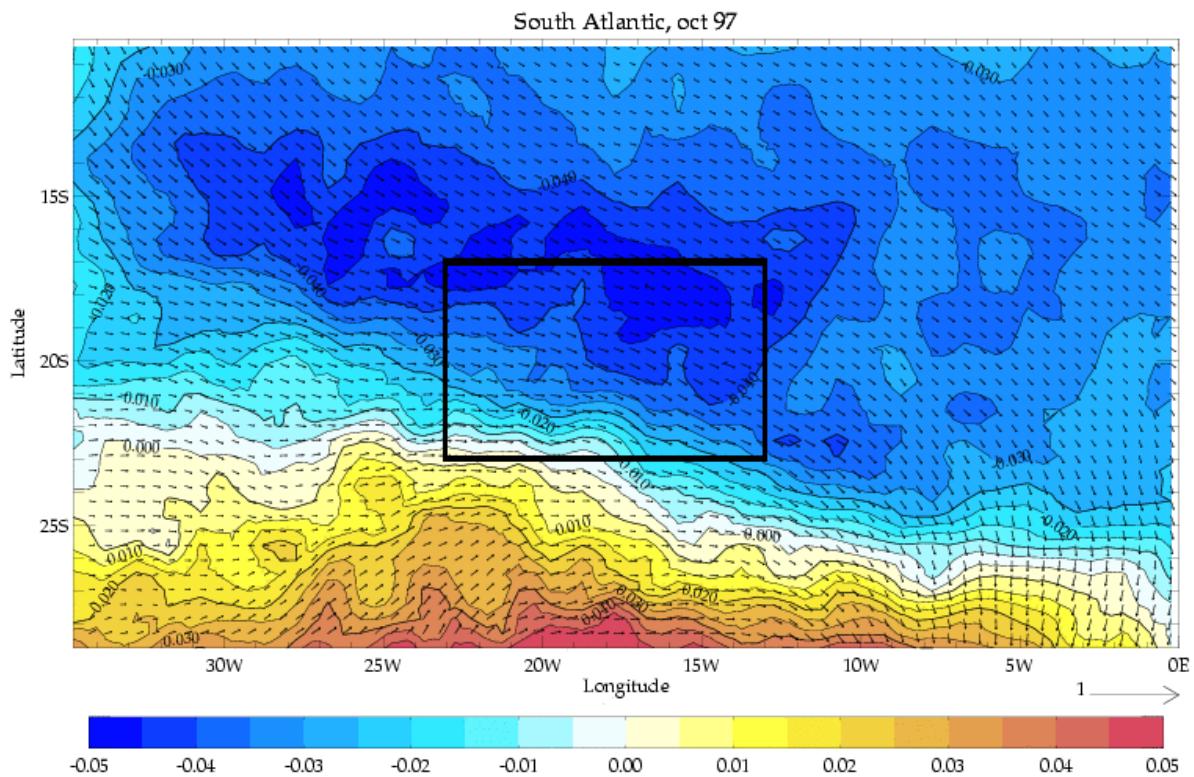


Figure 3-21 : Anomalie négative de vent dans l'Atlantique tropical sud, octobre 1997 (m/s)

Cette carte est représentative des anomalies négatives étudiées sur la période 1992-2000, en septembre 1993, octobre 1997 et mai 1998. Cette fois, l'anomalie négative de vent correspond à un affaiblissement des alizés sur le nord du bassin et à un renversement des vents sur le sud : les zones en rouge montre un renforcement des vents en intensité mais leur direction est opposée au vent climatologique. Il s'agit donc d'une chute sévère des alizés sur l'ensemble du bassin, comparable à l'anomalie négative observée au nord.

Ainsi, la zone *inds* est une zone dominée par le flux solaire pour les variations saisonnières de la SST. Tout au long de l'année, l'océan transfert le surplus de chaleur reçue vers les masses d'eau situées à l'ouest et dans les couches inférieures.

A l'échelle interannuelle, ce sont les variations des vents alizés qui dirigent la variabilité de la SST via des anomalies de chaleur latente. Ceci corrobore les résultats de Hazeleger et al. (2003). À l'échelle du bassin, il semble que l'indice *inds* est un bon représentant des variations de l'ensemble. Néanmoins les anomalies positives et négatives de vent n'ont pas la même organisation spatiale et il est difficile d'établir un comportement d'ensemble pour le bassin en terme d'anomalie de chaleur, car un renversement des alizés au sud fait chuter le terme de chaleur latente s'il est suffisamment fort, alors qu'une atténuation de ceux-ci dans le reste du bassin fait augmenter la chaleur latente. Par rapport au bassin nord, on peut remarquer que les anomalies de vents ne sont pas restreintes à l'hiver austral mais ont lieu à différentes saisons, ceci étant peut-être du à la plus grande stationnarité du système des alizés au sud.

3.2 Boîtes équatoriales

Nous nous intéressons maintenant aux boîtes équatoriales atl3 et atl2 ; la première a été mise en évidence par l'étude de la variance des anomalies interannuelles de SST et l'étude en EOFs, la deuxième a été mise en place pour la prise en compte du déferlement des ondes tropicales d'instabilité et par analogie avec l'étude d'El Niño dans le Pacifique, où les parties est et ouest du bassin sont séparées. Nous commençons par la boîte est, la première à avoir été mise en avant.

3.2.1 Boîte est

Notre boîte est s'appelle atl3. Voici la comparaison des SST climatologiques de cette zone entre OPA et Reynolds :

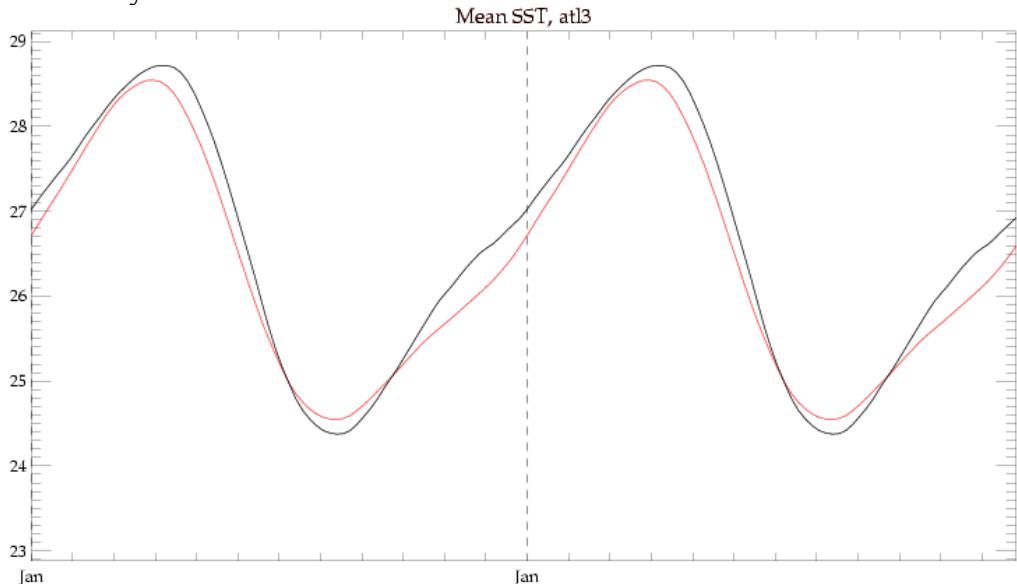


Figure 3-22 : SST climatologique, équateur est atl3 (°C, rouge: OPA, noir: Reynolds)

Une fois encore, OPA décrit assez fidèlement le comportement moyen de la SST sur la période considérée. L'écart maximum est de l'ordre de 0.5°C en novembre et en mai. La SST est-équatoriale a un cycle annuel dissymétrique, avec un chauffage long de plus de six mois et un refroidissement de l'ordre de trois mois.

Pour l'étude par tendances, nous avons séparé les termes d'advection horizontale en terme d'advection moyenne (zonale et méridienne), qui ne tient pas compte de la méso-échelle, et d'eddies, qui ici concernent les ondes tropicales d'instabilité :

$$U \cdot \nabla T = \bar{U} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{U} \cdot \nabla T' + U' \cdot \nabla \bar{T} + U' \cdot \nabla T'$$

L'advection moyenne est calculée d'après les données de courant et les gradients de température moyennés à l'échelle du mois, à savoir le premier terme de droite, intégré sur la couche de mélange (ml, mixed layer). Le terme d'eddies contient tous les autres termes intervenant dans la tendance d'advection horizontale, à savoir les trois derniers termes de droite intégrés sur la couche de mélange, ainsi que l'écart entre l'advection horizontale fournie par le modèle et celle que nous avons recalculée. En effet nous avons approximé ici :

$$\left(\frac{1}{ml} \int_{ml} U \cdot \nabla T \right)^{5j} \approx \frac{1}{ml^{5j}} \int_{ml^{5j}} U^{5j} \cdot \nabla T^{5j}$$

Le terme de tendance d'advection horizontale fourni par OPA est calculé à chaque pas de temps et moyenné sur 5 jours pour établir les sorties du modèle. Le recalcul que nous avons effectué se fait à partir des données de courant, de température et de profondeur de la couche mélangée fournies par le modèle, c'est-à-dire moyennées à 5 jours. Nous avons considéré que l'écart entre la tendance d'advection horizontale du modèle et le résultat de notre calcul est lié à des phénomènes de haute fréquence et doit être pris en compte dans le terme d'eddies. De même les termes de tendances « sous maille », comprenant la diffusion latérale, la partie verticale de la diffusion isopycnale et l'advection Eddy Induced Velocity (EIV), sont des termes concernant des phénomènes de petite échelle comme les tourbillons et ont été incorporés au terme d'eddies.

Voici les tendances climatologiques pour la boîte atl3 :

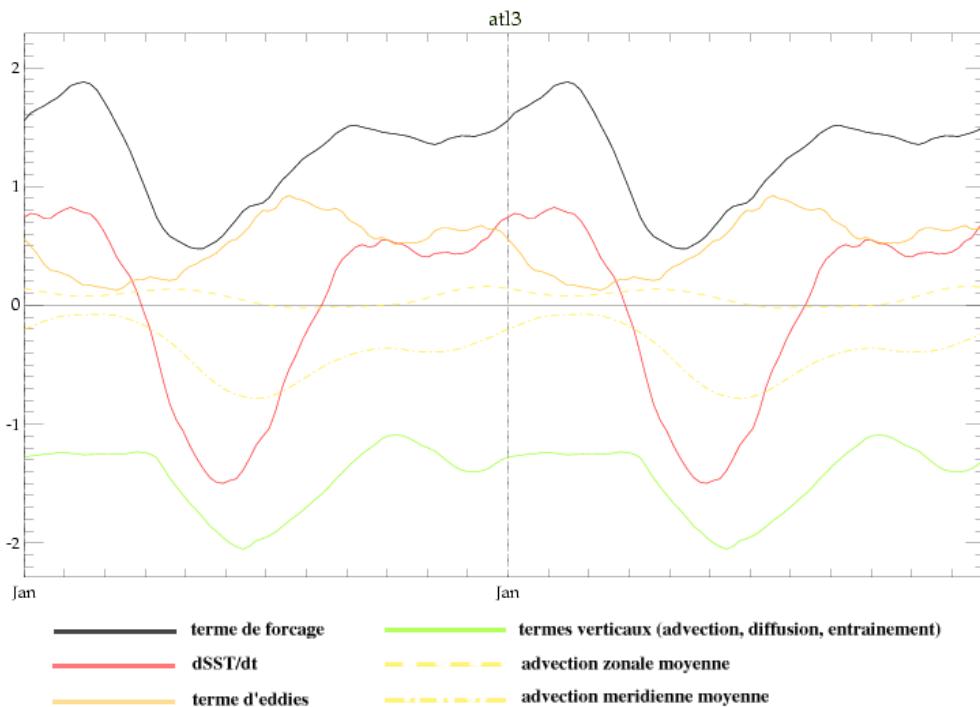


Figure 3-23 : Tendances climatologiques, atl3 (°C/mois)

Une des premières observations concerne l'échelle des variations. Ici elles sont de l'ordre de 2°C/mois, soit deux fois plus que les variations observées dans les boîtes précédentes. Ensuite, contrairement à ce que l'on a pu observer au nord ou au sud de l'Atlantique tropical, la SST ne varie pas uniquement en fonction du forçage en surface. Celui-ci est toujours positif, entraînant un réchauffement compris entre 0.5 et 2°C/mois. En examinant le budget de chaleur, on s'aperçoit que le cycle annuel « perturbé » du forçage est dû au terme de chaleur latente, ayant un cycle annuel, qui s'oppose au flux solaire, de cycle biannuel :

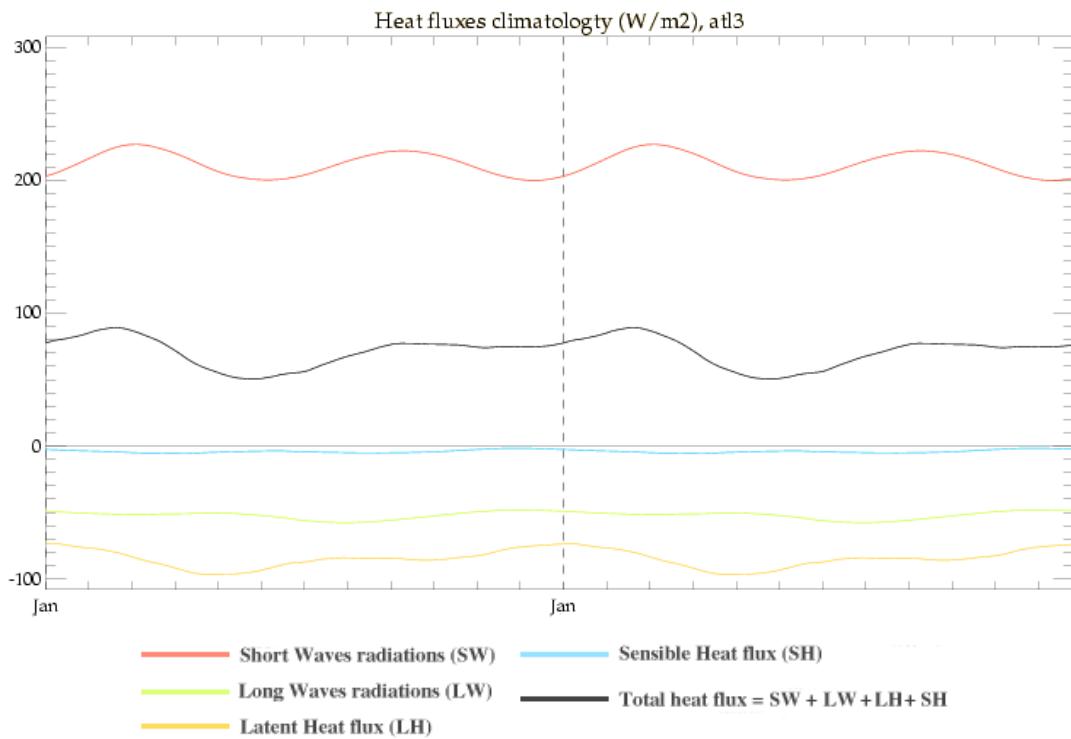


Figure 3-24 : Décomposition des flux de surface (W/m^2), atl3

Ceci contraste avec les boîtes nord et sud, où le cycle annuel du forçage était dû aux termes solaire et latent. A l'équateur, le flux solaire est différent en raison de l'oscillation du soleil au nord puis au sud de cette position au cours de l'année.

Revenons à la Figure 3-23. Cette fois-ci les termes océaniques jouent un rôle prépondérant dans l'équilibre du budget de chaleur de l'Atlantique équatorial : la diffusion verticale, terme dominant les termes verticaux (vert) devant l'advection verticale, non nulle en été, équilibre en partie l'excès de chauffage par la surface et permet le retour à l'équilibre de la SST. On trouve en parallèle un équilibre entre les termes d'advection mérienne et d'eddies, maximum entre juillet et décembre, ce qui correspond à la période où déferlent les ondes tropicales d'instabilité (Jochum et al, 2003). Cet équilibre confirme les travaux de Foltz et al. (2003). Tous les termes évoqués précédemment sont du même ordre que la variation de la SST. Seule l'advection zonale moyenne est d'amplitude beaucoup plus restreinte. Ainsi, au cours de l'année, la SST diminue de mars à juin essentiellement grâce à une chute du forçage et une accentuation de la diffusion verticale, négatives. De juillet à février, la SST augmente essentiellement par augmentation du forçage et une chute de la diffusion verticale. Ce sont donc les forçage et la diffusion verticale qui dominent l'équilibre thermique de la couche mélangée.

Etudions maintenant les anomalies de SST sur notre série :

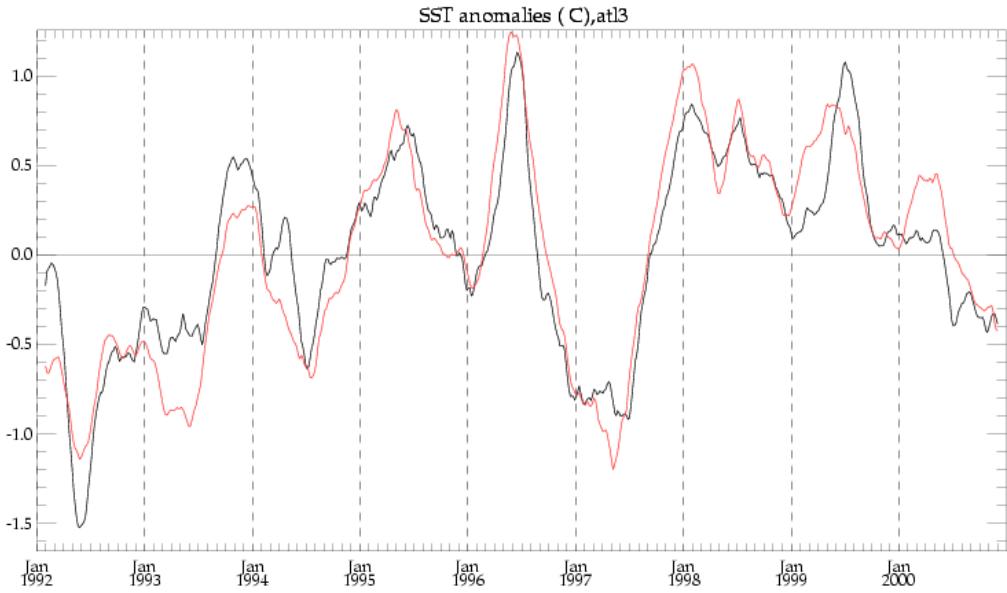


Figure 3-25 : Anomalies interannuelles de SST, atl3 ($^{\circ}\text{C}$, rouge : OPA, noir : Reynolds)

Cette fois-ci l'écart entre OPA et Reynolds est plus marqué que dans les boîtes nord et sud. L'amplitude des variations varie du simple au double entre les deux jeux de données. Malgré tout, on observe une assez bonne simultanéité dans les événements représentés, et les tendances générales sont respectées. Nous pouvons donc poursuivre l'étude avec les données du modèle OPA. On peut de plus noter que cette série temporelle est très proche de la série temporelle du mode 1 à l'équateur.

Afin d'étudier les phénomènes significatifs de la variabilité interannuelle, nous avons choisi de nous pencher sur les années 1996 à 1998. En effet en 1996 a lieu un pic positif d'anomalie de SST très marqué, suivi d'une chute toute aussi marquée en 1997, avant de remonter à Noël 1997. Nous avons gardé 1998 dans notre échantillon bien que cette année soit moins marquée. Voici les anomalies de tendances pour cette période :

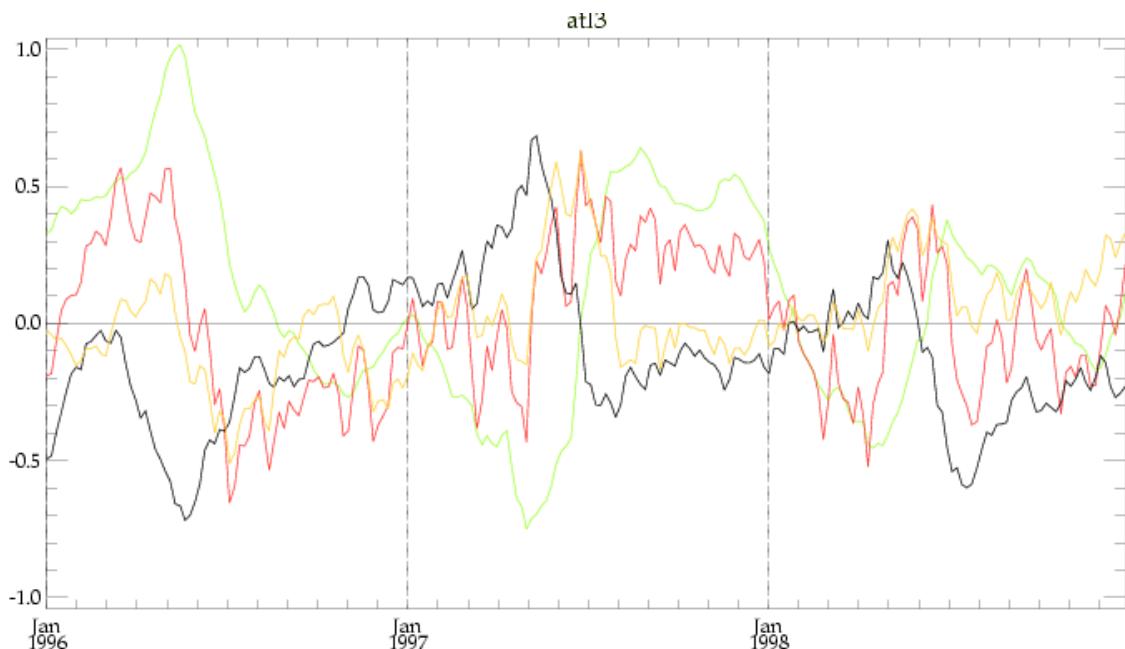


Figure 3-26 : Anomalies interannuelles de tendances, atl3 ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$, noir : terme de forçage, rouge: $d\text{SST}/dt$, vert : termes verticaux, orange: advection horizontale moyenne et eddies)

Nous avons choisi de ne pas séparer les termes constituant l'advection horizontale pour la lisibilité de la figure. En effet, sur une très longue période, de mai 1996 à mai 1997, les anomalies de forçage et de diffusion verticale se compensent presque exactement, laissant l'advection horizontale « piloter » les variations de SST.

Afin de comprendre les fortes variations observées dans la Figure 3-26, il faut regarder le signe de la courbe de $dSST/dt$ (rouge) ci-dessus. La partie positive, de janvier à mai 1996, correspond à la phase croissante du pic de SST observé. Le signe de la courbe est alors dû essentiellement au terme de diffusion verticale (vert). Puis, de mai 1996 à avril 1997, $dSST/dt$ est négatif, c'est la phase de décroissance du pic de 1996. Sur toute cette période, la courbe d'advection (orange) est pratiquement collée à celle de $dSST/dt$, les anomalies de forçage et de diffusion s'équilibrant : la chute de SST est alors due à une anomalie négative d'advection horizontale. De mai 1997 à janvier 1998, $dSST/dt$ est positive, c'est le pic de fin 1997. Durant cette période, le réchauffement est d'abord dû à l'advection, jusqu'en août, puis à la diffusion jusqu'en janvier 1998. A cette occasion, l'équilibre que l'on observait dans les anomalies de forçage et de diffusion est brisé et le signe de $dSST/dt$ semble alors lié à celui de la diffusion. Ceci perdure jusqu'en mars 1998. Ensuite on observe une remontée de SST liée à l'advection, puis une chute cette fois plutôt due au forçage.

On remarque bien que l'établissement des anomalies de SST observées est beaucoup plus complexe que celui étudié dans les boîtes nord et sud. On a observé des phases d'anomalies positives dues tantôt à la diffusion, tantôt à l'advection, et des phases d'anomalies négatives dues tantôt à l'advection, à la diffusion ou au forçage. Il semble donc bien difficile d'établir un comportement type pour les variations interannuelles de SST de l'Atlantique équatorial.

On peut maintenant décomposer le terme d'advection horizontale, afin de déterminer si la longue période où ce terme domine les autres est liée à l'advection moyenne ou aux ondes tropicales d'instabilité, ou encore aux deux simultanément :

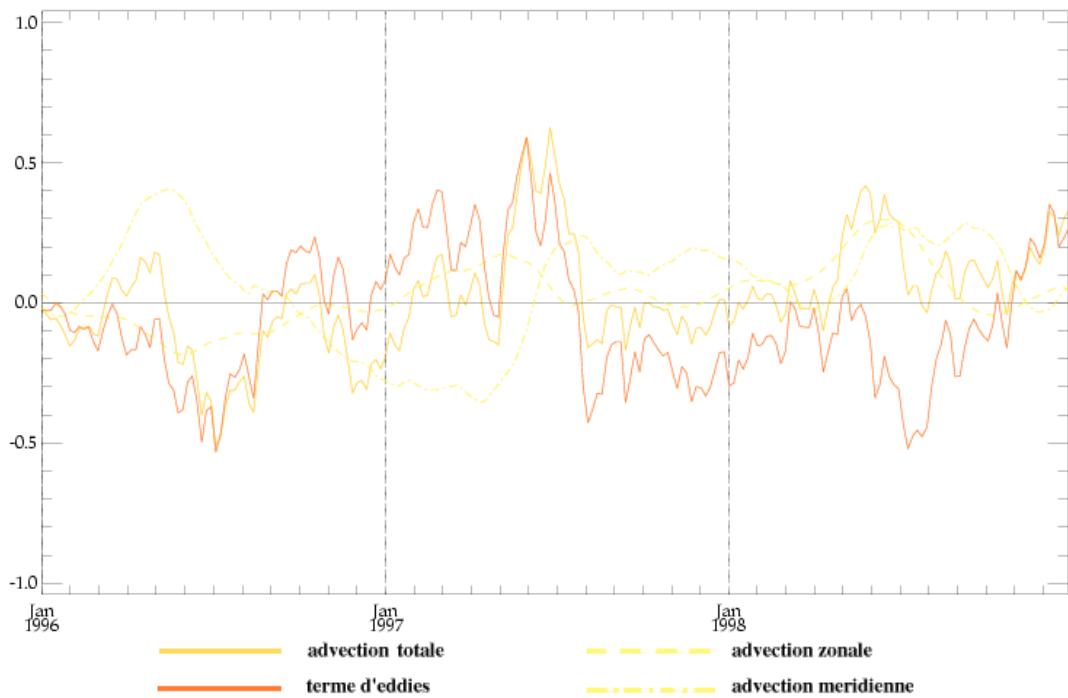


Figure 3-27 : Décomposition de l'anomalie interannuelle d'advection, atl3, 1996-1998 (°C/mois)

Les périodes qui nous intéressent sont mai 1996 – août 1997, puis avril à juin 1998. Durant la première période, l'advection totale est d'abord dirigée par le terme d'eddies jusqu'en septembre 1996, puis elle est issue d'un équilibre eddies - advection moyenne méridienne jusqu'en mai 1997 avant que le terme d'eddies ne soit à nouveau le terme dominant. Au contraire, en 1998, la phase où l'advection dirige la SST correspond à une anomalie positive de l'advection moyenne, zonale et méridienne. De manière générale, les anomalies d'advection horizontale ne sont pas le fait d'un seul terme, mais de tous les termes indistinctement. Une fois encore, cela confirme la difficulté de déterminer un mécanisme unique régissant la variabilité interannuelle de cette zone.

Pour résumer, la zone équatoriale est à un comportement beaucoup plus complexe que les boîtes nord ou sud. Les variations saisonnières sont dues à un équilibre entre le forçage et la diffusion verticale essentiellement. Les anomalies interannuelles de SST ne semblent pas régies par un mécanisme unique. Il semble toutefois que les anomalies de forçage et de diffusion verticale ont tendance à se compenser, laissant l'advection horizontale piloter la SST, mais d'une part cet équilibre peut se briser sur de longues périodes, et d'autre part les anomalies d'advection horizontale peuvent être dues aussi bien à l'advection moyenne qu'au terme d'eddies. Bien que Carton et al. (1996) lient les anomalies de SST aux anomalies de vents à l'équateur, les mécanismes mis en jeu ne sont pas encore clairement identifiés (Xie et Carton, 2004). D'après Xie et Carton (2004) ou Jochum (2004), la variabilité interannuelle de cette zone est aussi sensible à la position de la zone de convergence intertropicale au printemps, qui peut être au nord ou sud de l'équateur ; notre approche par boîte a probablement gommé la sensibilité à ce paramètre.

3.2.2 Boîte ouest

Penchons-nous à présent sur la boîte équatoriale ouest, atl2. Cette boîte est dans la continuité de la précédente sur l'équateur, plus à l'ouest. Pour cette raison, nous allons mener une étude comparative avec la boîte atl3.

Tout d'abord les variations de SST climatologique :

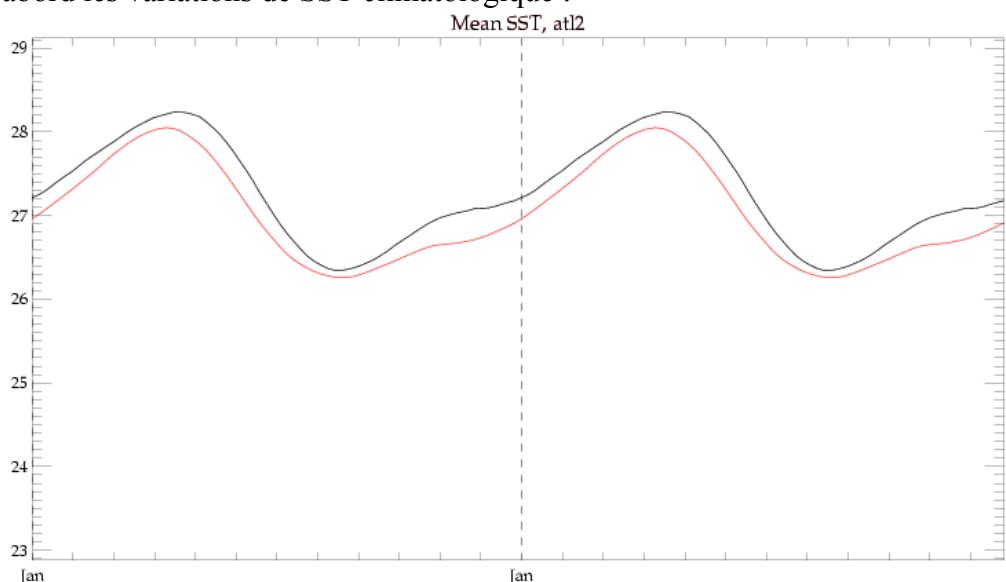


Figure 3-28 : SST climatologique, Atlantique équatorial ouest (°C, rouge : OPA, noir : Reynolds)

On voit que les amplitudes des variations saisonnières de la SST sont beaucoup moins élevées qu'à l'est du bassin où la SST oscille entre 24 et 29°C. Ici, le biais entre OPA et Reynolds est presque constant, mais du même ordre que précédemment, à savoir 0.5°C au maximum. De même, la SST ouest équatoriale a un cycle annuel très dissymétrique.

Etudions maintenant les tendances climatologiques fournies par le modèle :

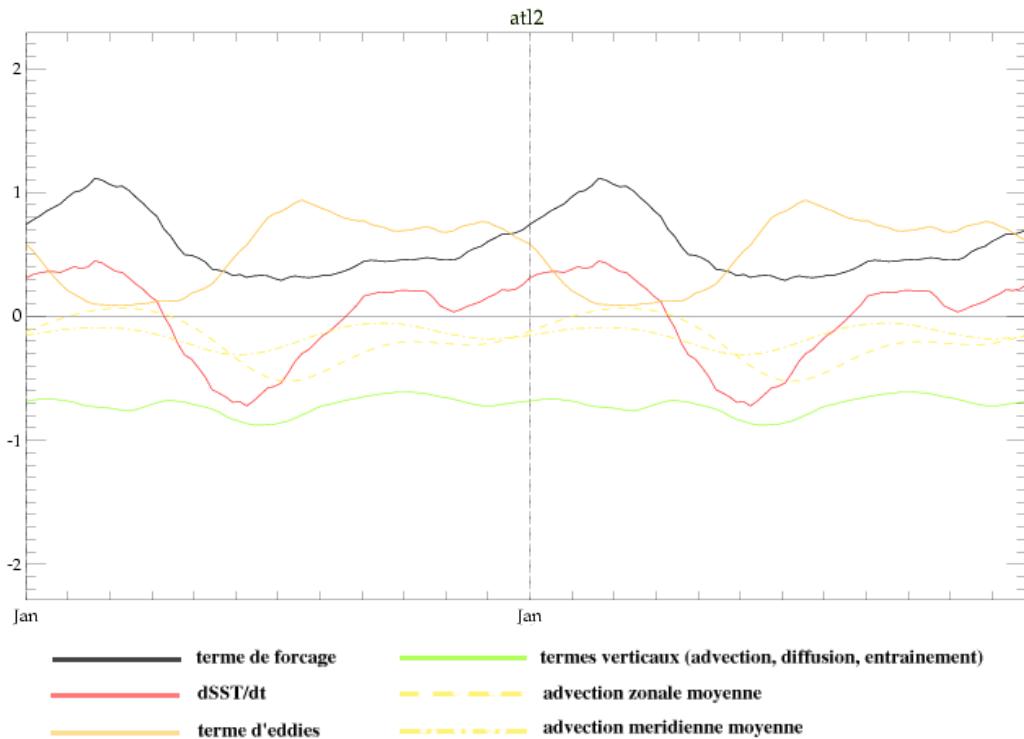


Figure 3-29 : Tendances climatologiques, Atlantique équatorial ouest (°C/mois)

On remarque que les amplitudes des termes de tendances sont beaucoup plus faibles que celles étudiées dans la boîte précédente. Néanmoins termes de tendances sont relativement comparables : le terme de forçage est positif tout au long de l'année, avec un cycle annuel dissymétrique dû au contraste entre le cycle solaire biannuel et le cycle de chaleur latente annuel, et les termes verticaux (ici la seule diffusion verticale) sont négatifs tout au long de l'année. Le terme d'eddies est du même ordre de grandeur qu'à l'est, ce qui lui permet ici de dépasser le terme de forçage pendant plus de la moitié de l'année. Les termes de l'advection moyenne sont négatifs et cette fois, l'advection zonale moyenne n'est pas négligeable. Ainsi tous les termes de l'équilibre sont d'un ordre de grandeur comparable, voir supérieur, aux variations de SST. Ceci renvoie aux résultats de Foltz et al. (2003), mais contrairement à ses travaux, nous trouvons un terme d'entraînement vertical très négligeable, qui semble compensé ici par le rôle prépondérant joué par la diffusion verticale. Ce terme de diffusion verticale étant quasi constant, la période de refroidissement de SST, de mars à juin, est due essentiellement à une augmentation de l'advection moyenne, négative, et à une chute du forçage. Le réchauffement de la couche de surface, de juillet à février, est du au terme d'eddies puis à l'augmentation du forçage dans un second temps ; il correspond à une diminution du rôle de l'advection horizontale.

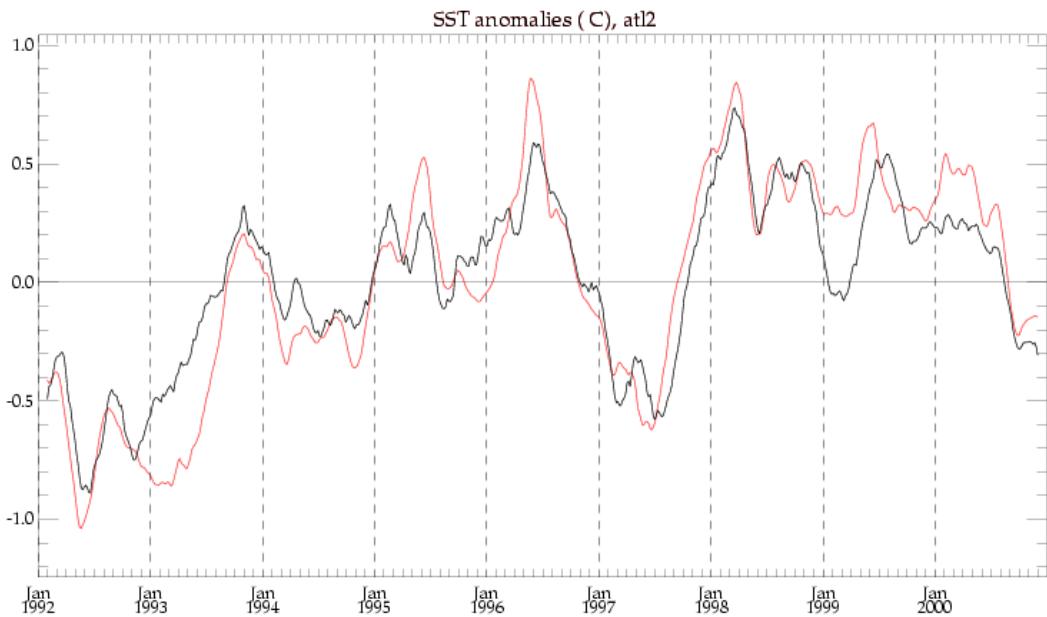


Figure 3-30 : Anomalies interannuelles de SST, Atlantique ouest ($^{\circ}\text{C}$, rouge : OPA, noir: Reynolds)

Dans cette zone aussi, la représentation des anomalies de SST par le modèle n'est pas aussi bonne que pour les boîtes inds et indn. Les écarts entre OPA et Reynolds peuvent atteindre 50% sur certains événements. On peut remarquer un déphasage pouvant atteindre 2 mois sur certains pics, à l'été 1997 et à l'été 1999 par exemple. Néanmoins la plupart des pics et les tendances sont bien présents. Il est à noter que cette courbe d'anomalies de SST est très comparable à la même carte pour la zone est, avec toutefois une amplitude plus faible. Les tendances et les pics se retrouvent sur les deux courbes. Ceci est du au fait que les deux boîtes sont voisines, situées sur l'équateur qui a une dynamique essentiellement zonale.

Par soucis de cohérence, nous avons choisi de nous pencher sur la même période que pour la boîte précédente, à savoir les années 1996 à 1998. Voici les anomalies de tendances associées :

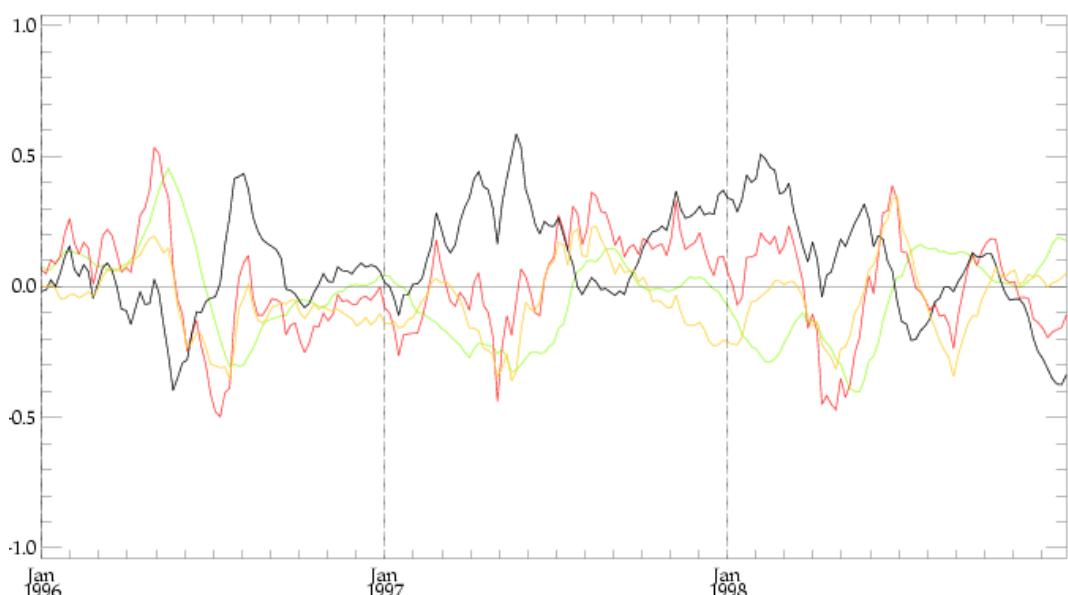


Figure 3-31 : Anomalies interannuelles de tendances, atl2 ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$, noir : terme de forrage, rouge: $d\text{SST}/dt$, vert : termes verticaux, orange: advection horizontale moyenne et eddies)

Nous allons ici comparer ce graphe avec la Figure 3-26, afin de déterminer si les phénomènes que l'on observe dans les deux ensembles sont identiques ou font appel à des mécanismes différents. Tout d'abord, on remarque que l'amplitude des phénomènes est plus faible que dans atl3, ce qui est lié aux variations plus faibles de la SST que la figure précédente avait illustrées.

Le signe de la courbe de variations de SST, en rouge, est bien comparable avec celui de la même courbe pour la boîte précédente, avec parfois un déphasage de quelques semaines. En revanche les équilibres qui régissent son comportement sont différents. On remarque la même tendance à l'équilibre entre forçage et diffusion verticale, qui laisse l'advection piloter la SST durant une longue période qui est la même que celle observée plus à l'est. Les périodes de rupture de cet équilibre sont donc les mêmes que précédemment, mais les comportements respectifs du forçage et de la diffusion sont différents dans les deux boîtes : on le voit particulièrement bien en fin 1997, lorsque $dSST/dt$ est positif dans les deux boîtes, mais en raison du forçage (noir) et non plus de la diffusion verticale comme dans atl3. Ceci renforce notre conviction qu'il est impossible d'établir un comportement type pour la formation, la croissance ou la chute d'anomalie de SST à l'équateur. Même dans l'optique d'étudier la connexion d'anomalie positive en Atlantique liée à l'El Niño Pacifique, Noël 1997 et les mois qui suivent correspondent à une période où les deux boîtes ont un comportement physique différent. Pour une étude spécifique de la connexion ENSO – anomalies dans l'Atlantique tropical, c.f. Delecluse et al. (1994) ou Nobre et Zebiak (2003).

La différence des termes de tendances justifie la séparation de la zone équatoriale en deux boîtes séparées. La coupure à 20°W est assez arbitraire car on sait que les ondes tropicales d'instabilité vont en fait jouer un rôle dans les deux boîtes, comme l'ont montré les études des tendances climatologiques. Une étude sur les termes de forçage, notamment le vent, sur la zone équatoriale montre qu'il peut y avoir un déséquilibre est-ouest, qui est alors centré entre 10 et 30°W . Le choix de 20°W s'est donc plutôt fait par soucis de symétrie.

Ainsi, la boîte équatoriale ouest diffère légèrement de la boîte est. La diffusion verticale n'a pas de pic en été boréal, elle est quasiment constante toute l'année et l'advection zonale moyenne joue cette fois un rôle dans le budget de chaleur. Les variations saisonnières sont dues alors à l'équilibre entre forçage et termes advectifs, advection moyenne au printemps, TIWs en été et en automne. On observe des variations interannuelles de la SST comparables à celles vues plus à l'est, bien que d'amplitude plus faible. Ici aussi, il apparaît qu'on ne peut déterminer un mécanisme unique pour la mise en place d'une anomalie de SST, qui peut être due à un terme océanique aussi bien qu'au forçage. Cette incertitude sur la variabilité de l'Atlantique équatorial est renforcée par le fait que les deux boîtes, dont la frontière est arbitraire, ne présentent pas toujours le même terme moteur pour une même anomalie de SST.

3.3 Boîtes d'upwelling côtier

Nous nous intéressons maintenant aux deux boîtes établies le long des côtes aux endroits de forte variance. Par commodité nous les avons appelé boîtes d'upwelling, car elles sont situées à deux zones d'upwellings côtiers connus, mais ces zones connues ne se réduisent pas aux

seules boîtes que nous avons établies. Une fois de plus, l'approche par boîte nous oblige à faire des découpages qui sont forcément arbitraires.

Il est à noter que ces deux boîtes correspondent aux endroits où les divergences entre le modèle et les observations Reynolds sont les plus remarquables. Les résultats établis dans cette section doivent être étudiés avec réserve.

3.3.1 Boîte de l'upwelling nord

Cette boîte se situe le long de la côte du Sénégal. La SST climatologique fournie par OPA montre un gros écart par rapport aux observations :

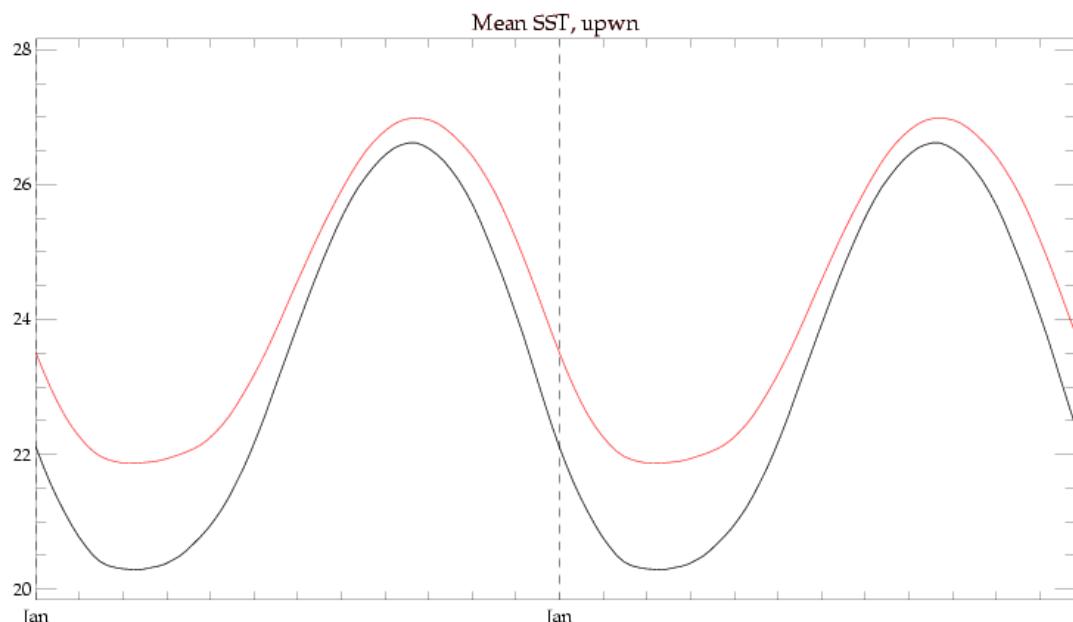


Figure 3-32 : SST climatologique, upwelling nord (°C, rouge : OPA, noir: Reynolds)

Ainsi, OPA est cette fois toujours trop chaud de 0.5°C au minimum, ce biais pouvant atteindre 2°C environ en février et mars. Ceci confirme la carte de différence entre les moyennes annuelles de SST entre le modèle et les observations (Figure 1-2) : OPA paraît donc avoir des difficultés à représenter les zones où se produit l'upwelling, ce qui est un problème récurrent dans de nombreux modèles. On observe tout de même que le cycle de la SST climatologique est annuel dans cette zone.

Les variations de tendances climatologiques sont les suivantes :

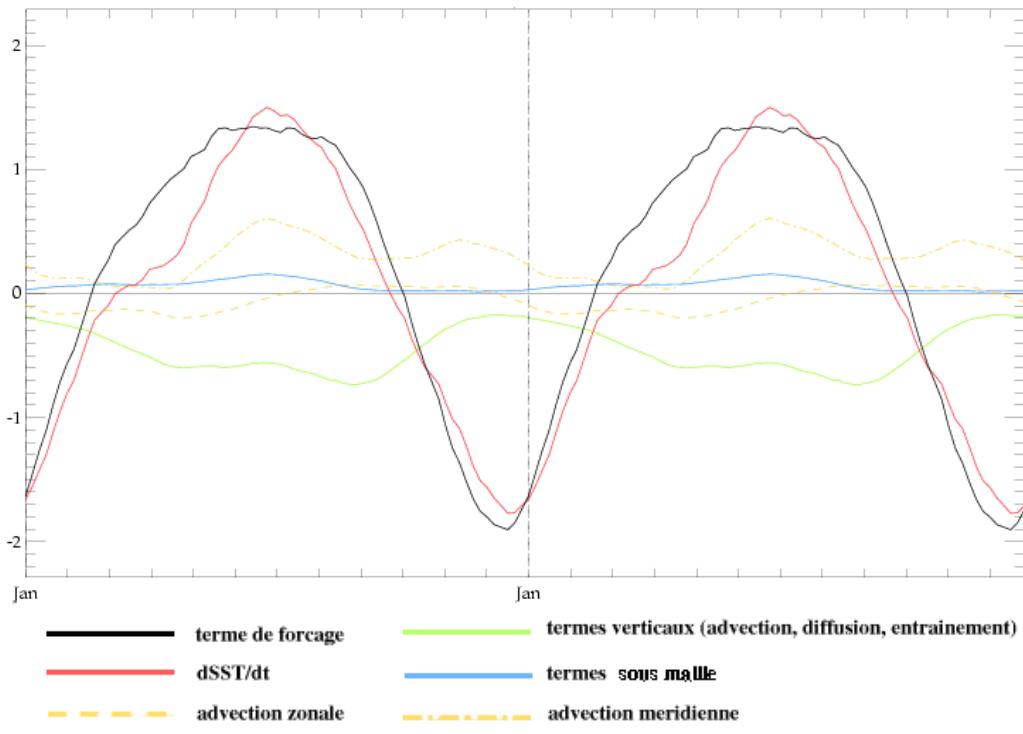


Figure 3-33 : Tendances climatologiques, upwn ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$)

Nous avons choisi ici de représenter les termes dits « sous maille » (bleu) comprenant la diffusion latérale, la partie verticale de la diffusion isopycnale et l’advection Eddy Induced Velocity (EIV), qui sont des termes concernant des phénomènes de petite échelle comme les tourbillons. A la différence des autres zones, ils ne sont pas négligeables et on ne les a pas incorporés à un autre terme.

Les variations saisonnières de la SST sont, comme dans la boîte nord, dominées par le forçage, dont le cycle annuel est dû aux termes solaire et latent. Les termes océaniques ne sont pas nuls, mais ont tendance à s'équilibrer, sauf en mars et avril où la diffusion verticale, terme dominant les termes verticaux, associée à l'advection zonale atténue sérieusement le réchauffement par le forçage en surface. Le reste de l'année présente une advection méridienne importante qui permet de compenser le refroidissement par la subsurface : le phénomène d'upwelling (remontée d'eaux froides des profondeurs), représenté par les termes verticaux, a une amplitude importante au printemps et en été, mais dès juin il est compensé par une évacuation des eaux refroidies par advection méridienne. On remarque de plus qu'il a lieu à l'époque où les eaux de surface continuent d'être réchauffées ($d\text{SST}/dt$ est positif), alors que c'est lors du refroidissement des eaux de la couche mélangée que les termes verticaux sont les plus faibles. Ceci laisse le forçage externe dominer les variations saisonnières de SST. Ce résultat contraste avec les résultats de Carton et Zhou (1997), pour qui des phénomènes océaniques induits par un fort stress de vent dominent le cycle saisonnier de SST le long des côtes nord et sud, hors de la bande équatoriale.

A l'échelle interannuelle, examinons les variations en anomalie de SST :

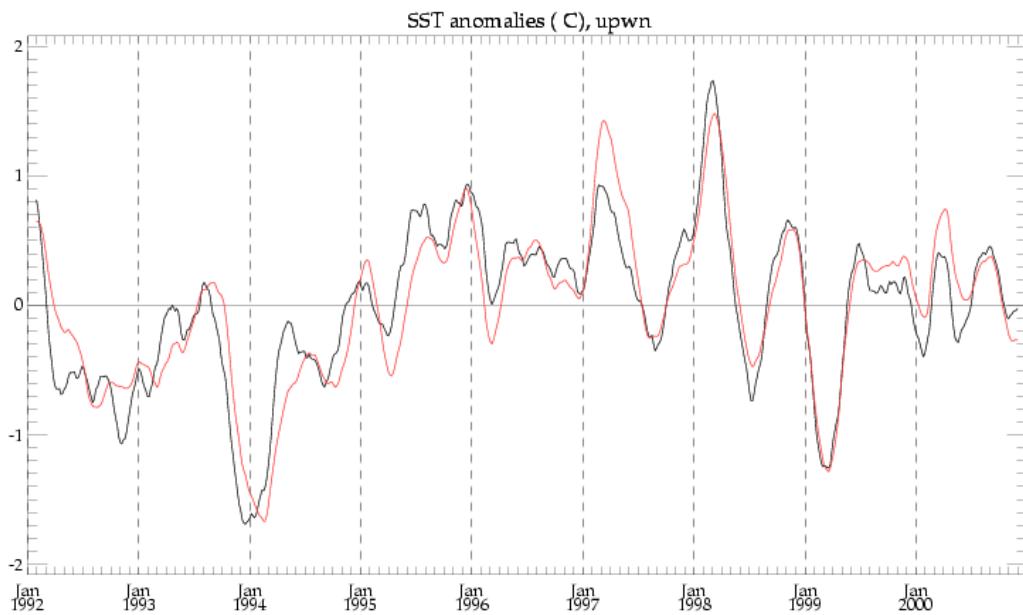


Figure 3-34 : Anomalies interannuelles de SST, upwn (°C, rouge : OPA, noir : Reynolds)

La représentation des anomalies de SST en zone d’upwelling est plutôt bonne si l’on se souvient du biais de SST moyenne observé précédemment. Ici les écarts sur certains pics peuvent être importants, mais les pics sont présents, avec parfois un retard de quelques semaines, et le comportement de la SST est bien représenté. Notamment, l’ordre de grandeur des anomalies, jusqu’à 1.5°C soit beaucoup plus élevé que toutes les zones étudiées précédemment, est respecté. Afin d’étudier les mécanismes d’anomalie interannuelle, nous avons sélectionné les années 1998 et 1999, car elles présentent des pics très marqués, en anomalie positive comme négative, et de plus c’est une période où la représentation par le modèle est très fidèle aux observations.

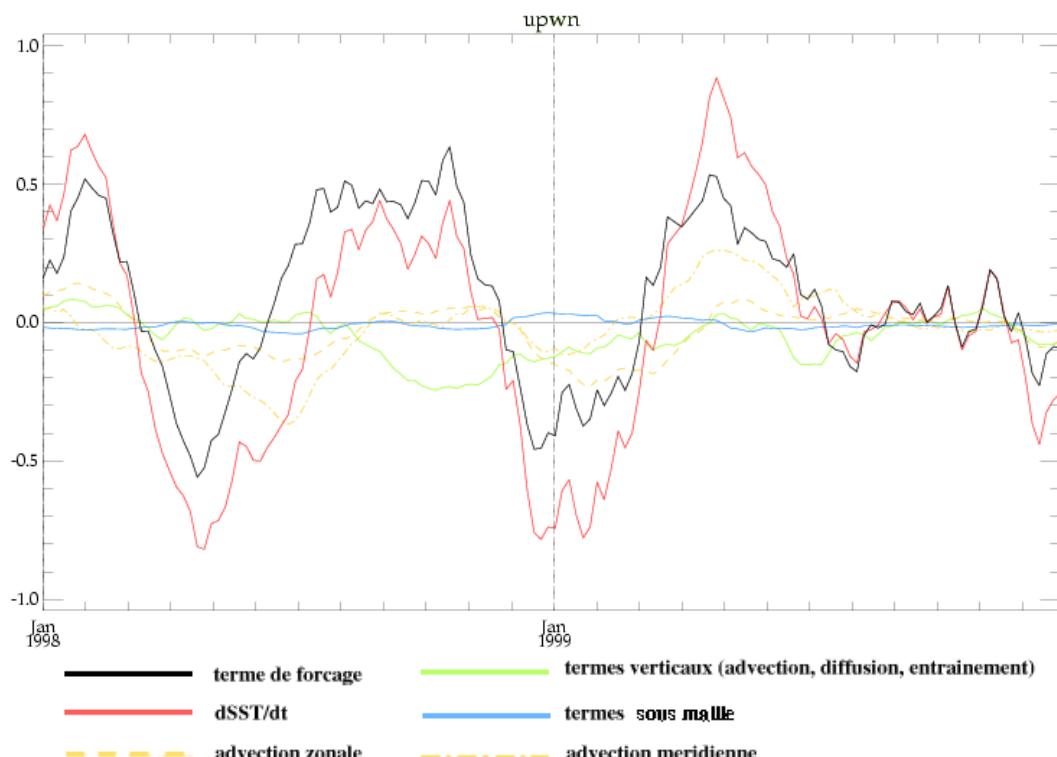


Figure 3-35 : Anomalies interannuelles de tendances, upwn (°C/mois)

Il apparaît qu'au premier ordre les variations interannuelles de la SST sont dues aux anomalies de forçage en surface. Malgré tout, les termes océaniques jouent un rôle essentiel dans le renforcement ou l'atténuation de la tendance imprimée par le forçage. Ici par exemple, le signe de l'anomalie d'advection, zonale comme méridienne, semble renforcer l'effet du forçage à chaque évènement. La diffusion verticale, qui domine les termes verticaux (vert), ne semble pas autant corrélée aux variations du forçage, néanmoins elle peut jouer un rôle, comme à l'automne 1998 où elle atténue de 30 à 40% le réchauffement dû au forçage.

Toutefois, la même étude menée sur l'ensemble de la série ne permet pas d'affirmer que l'advection renforce les effets du forçage, ni que la diffusion les atténue. Ce que l'on peut dire est que les variations de la SST sont dues au forçage et, dans une moindre mesure, à l'advection horizontale. Les anomalies de forçage sont dues essentiellement à des anomalies de chaleur latente :

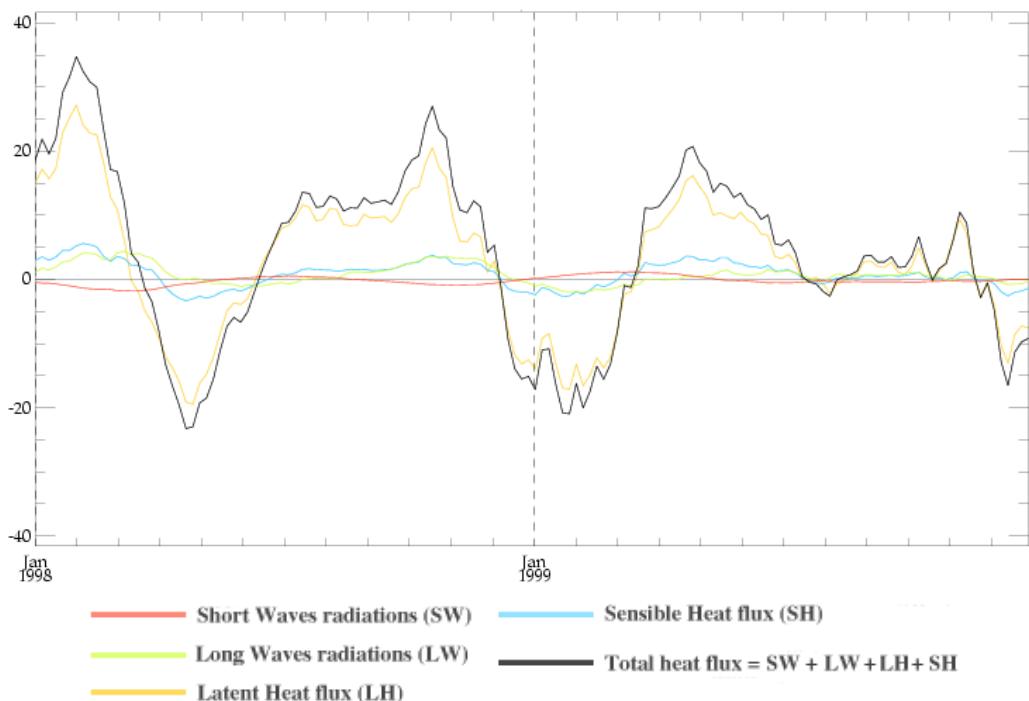


Figure 3-36 : Anomalies interannuelles des différents flux de chaleur, 1998-1999, upwn (W/m^2)

Les anomalies de chaleur latente, on l'a vu, sont très liées aux anomalies de vents. Les anomalies d'advection horizontale peuvent être liées à des anomalies de courants et/ou de gradients de température. La corrélation entre les anomalies d'advection et de forçage, donc de chaleur latente, lors de certains évènements laisse supposer que les anomalies de vent vont jouer un rôle significatif dans les anomalies de SST dans cette zone d'upwelling. Néanmoins nous n'avons pu étudier plus en détails les mécanismes régissant ces anomalies, et l'observation des anomalies de tendances semble indiquer qu'il n'y a pas un mécanisme unique et systématique dans la mise en place des anomalies de SST.

3.3.2 Boîte de l'upwelling sud

Nous nous penchons maintenant sur l'étude de l'upwelling côtier de l'Angola. Tout d'abord voici la carte de la SST climatologique :

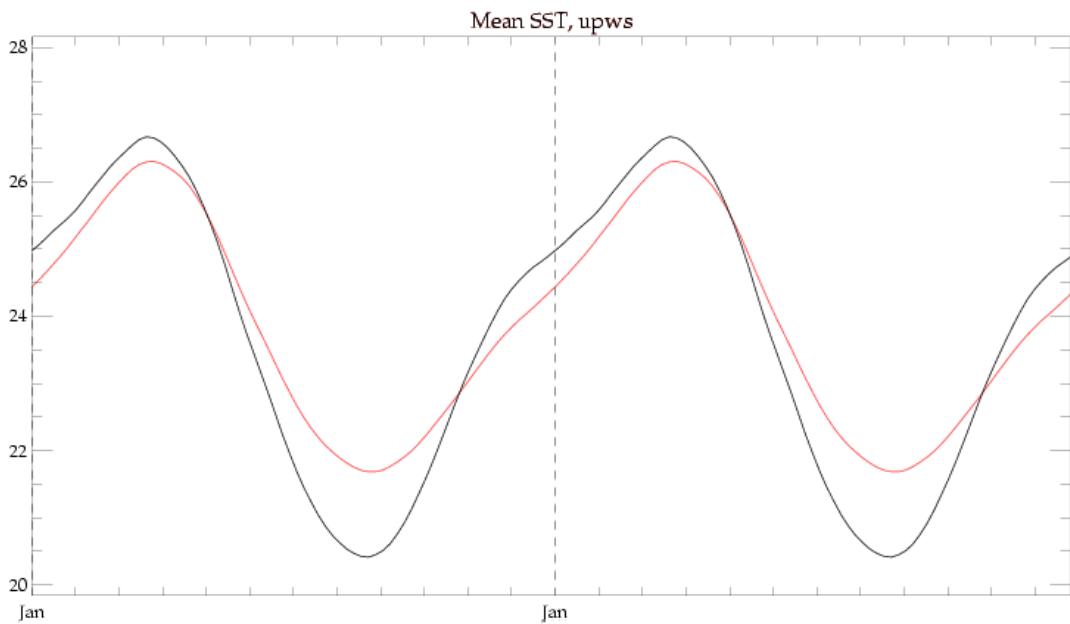


Figure 3-37 : SST climatologique, upws (°C, rouge: OPA, noir: Reynolds)

Là encore, les écarts entre les deux jeux de données sont très importants. La SST du modèle est inférieure de 0.5°C aux observations de novembre à avril, et supérieure de 1 à 2°C à l'automne, soit une amplitude réduite de 50% sur l'année. Là encore, la zone d'upwelling semble être représentée avec difficulté par le modèle.

Examinons ensuite les variations saisonnières des tendances :

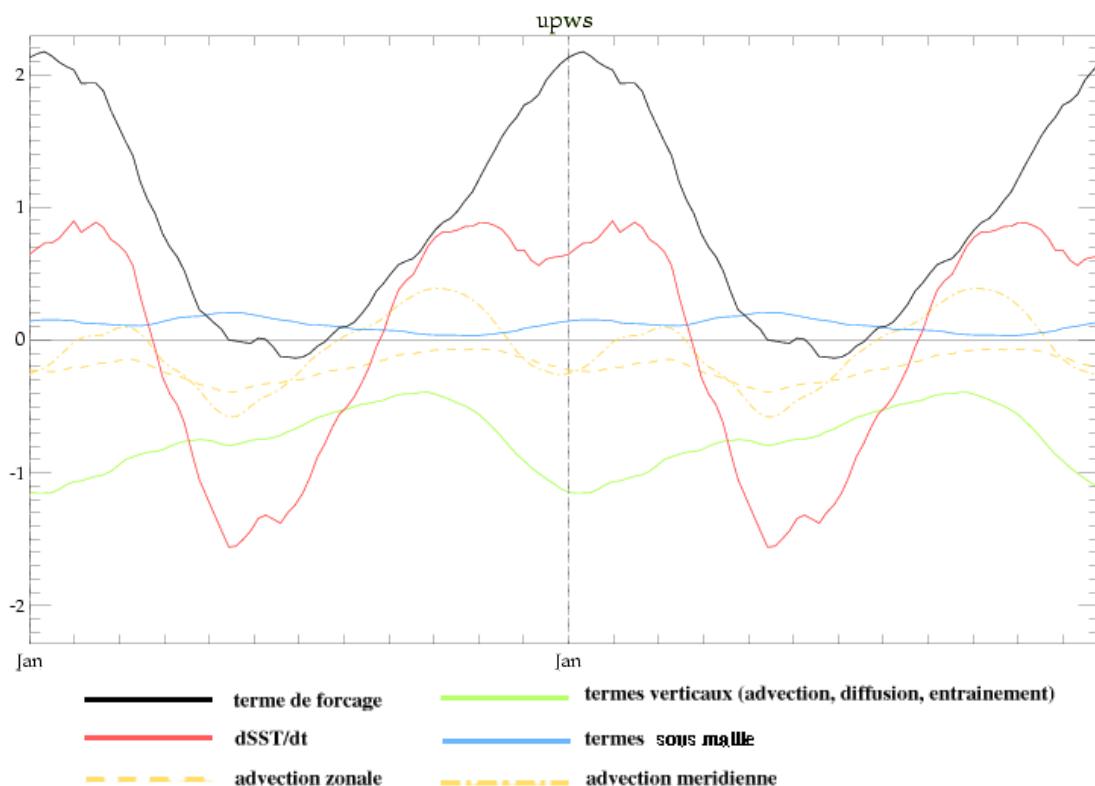


Figure 3-38 : Tendances climatologiques, upws (°C/mois)

A la différence de la zone située au nord, le terme de forçage reste toujours positif. Ceci est compensé par les termes océaniques négatifs : les termes verticaux, essentiellement la diffusion verticale, sont deux fois plus importants en valeur absolue que dans la zone située sur la côte du Sénégal, et entraînent un refroidissement de l'ordre de $1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$. L'advection zonale joue aussi un rôle plus important que précédemment et ici refroidit la couche mélangée, enfin l'advection méridienne change de signe au cours de l'année, permettant ainsi un refroidissement efficace de mars à juin. A la différence de l'upwelling nord-africain, l'advection horizontale est uniformément négative lorsque les termes verticaux sont les plus marqués : il n'y a pas de compensation du refroidissement relatif, mais renforcement de celui-ci. Les termes océaniques permettent donc d'équilibrer le budget de chaleur au sein de la couche mélangée.

Malgré cela, les variations saisonnières de la SST semblent être pilotées par celles du forçage. La chute de celui-ci, entre février et juin, permet le refroidissement, bien que l'advection méridienne accentue l'effet de cette baisse. Le réchauffement de la SST à partir de août est à lier au flux de chaleur accentué en surface, avec la participation de l'advection méridienne une fois de plus, et la baisse des effets de la diffusion verticale. Le pic de celle-ci, à Noël, permet une sérieuse atténuation de ce phénomène avec le tassement observé en décembre et janvier, mais une fois de plus, ce pic lié au phénomène d'upwelling a lieu lors de la phase de réchauffement des eaux de surface.

Les variations interannuelles de la SST sont les suivantes :

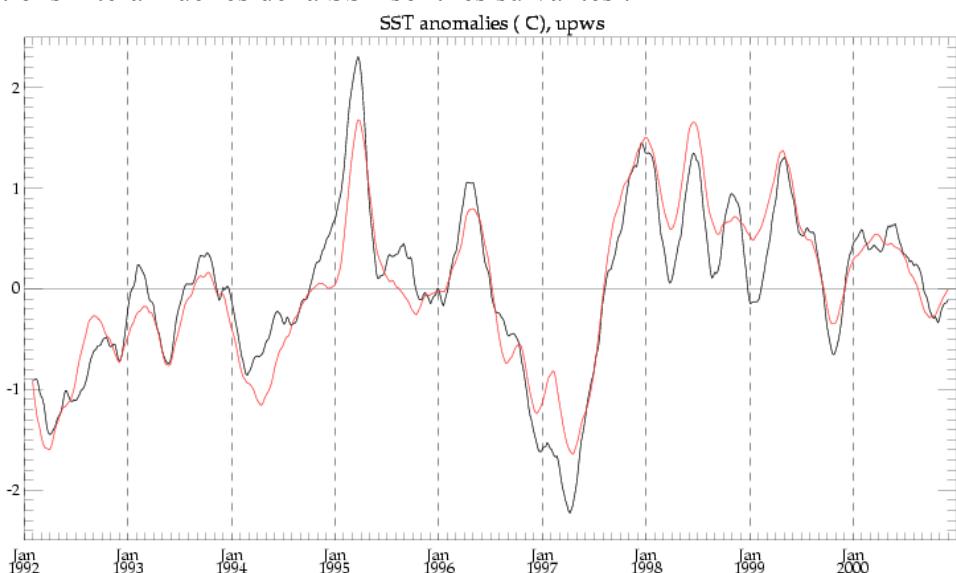


Figure 3-39 : Anomalies interannuelles de SST, upws ($^{\circ}\text{C}$, rouge: OPA, noir: Reynolds)

Les écarts entre les sorties du modèle et les observations sont conséquents en amplitude, avec des écarts qui peuvent dépasser 50%, comme sur l'année 1998, mais une fois de plus les pics sont présents et en phase, ce qui nous permet d'étudier les sorties du modèle dans l'étude interannuelle. On peut remarquer que c'est dans cette zone que les anomalies de SST sont les plus marquées.

Pour l'étude des phénomènes interannuels, nous avons choisi d'étudier les mêmes années que lors de l'étude des boîtes équatoriales. En effet, l'étude par EOFs a exhibé un mode 1 à l'échelle du bassin où les zones d'upwelling sud et de l'équateur sont liées. On peut

remarquer d'ailleurs que les séries temporelles d'anomalies de SST de ces trois zones sont très comparables.

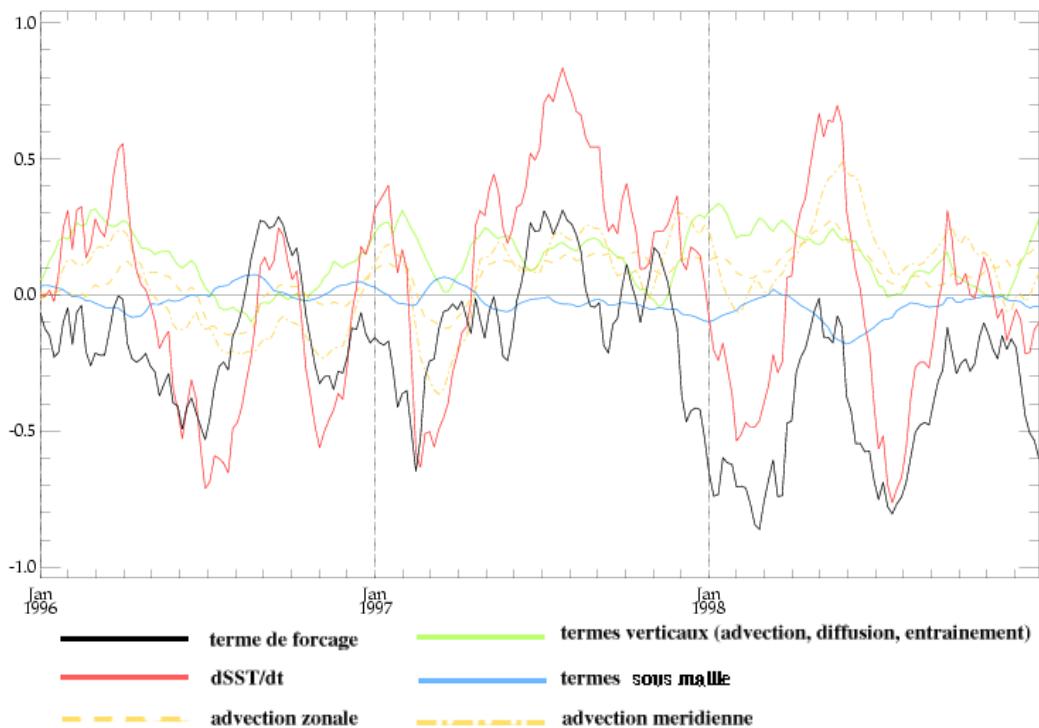


Figure 3-40 : Anomalies interannuelles de tendances pour les années 1996 à 1998, upws ($^{\circ}\text{C}/\text{mois}$)

Il semble sur cette figure que les variations de la SST sont fortement liées aux termes de forçage et d'advection, zonale comme méridienne. Ces termes paraissent en phase sur de nombreux événements, malgré des signes qui peuvent différer. En revanche le terme de diffusion verticale semble jouer un rôle moindre et les variations de SST ne paraissent pas lui être corrélées. Lors de la même étude menée sur toute la série, on observe que les variations de la SST sont dues essentiellement au terme de forçage et à ceux d'advection horizontale, dont les variations semblent liées entre elles, parfois en phase, parfois en opposition de phase. Ainsi, malgré des séries temporelles de SST proches, les équilibres physiques dans la couche mélangée sont différents de ceux étudiés dans la bande équatoriale.

Comme dans la boîte précédente, les anomalies de forçage sont principalement dues à des anomalies de chaleur latente, donc liées pour une bonne part au vent. Les anomalies d'advection, qui jouent un rôle sérieux dans la génération d'une anomalie de SST, semblent liées par leur phase aux anomalies de forçage. Ainsi le vent semble jouer un rôle prépondérant dans l'apparition d'anomalie de SST. Malheureusement nous en sommes encore au stade des suppositions en ce qui concerne les mécanismes mis en jeu lors de tels événements. Il semble bien, là aussi, qu'il n'y ait pas un mécanisme systématique.

Avant de conclure, il est intéressant de mettre en perspective les trois séries temporelles d'anomalies de SST correspondant aux zones d'upwelling d'Angola et à la bande équatoriale, qui semblent proches :

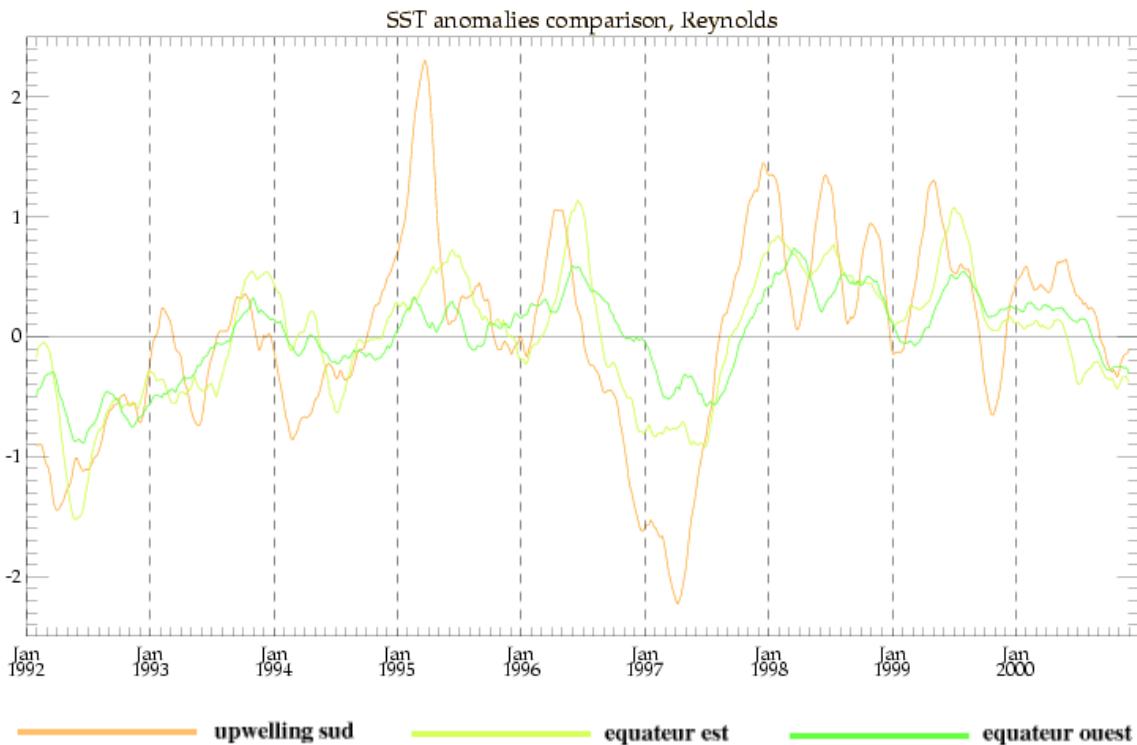


Figure 3-41 : Anomalies interannuelles de SST sur les zones d'upwelling sud, l'équateur est et l'équateur ouest ($^{\circ}\text{C}$)

Malgré des différences d'amplitude conséquentes, les trois courbes présentent des évolutions très comparables, en tendance comme sur des événements particuliers. Il est à noter que lors de ces événements, il existe un déphasage de l'ordre de 1 à 2 mois entre l'upwelling sud et l'équateur est, et de l'ordre de 0 à 1 mois entre l'équateur est et ouest. Il semble que l'on ait affaire à un phénomène de propagation depuis la côte de l'Angola vers l'équateur puis vers l'ouest. Nous n'avons pas eu le temps d'étudier précisément les mécanismes de cette propagation, mais déjà nous avons observé que les anomalies ne se propagent pas directement à la surface de la mer. Il s'agirait plutôt d'une anomalie qui se manifeste d'abord tout le long de la côte africaine avant d'« apparaître » sur la bande équatoriale, depuis la zone atl3, considérée à l'est mais qui ne touche pas la côte, et enfin à l'ouest du bassin. Ceci est à mettre en regard avec le travail de Rouault, Florenchie et al. (2003), qui ont étudié la formation d'anomalies de SST lors d'événements marquants de l'upwelling du Benguela par propagation d'anomalie de température à la base de la thermocline, depuis l'Atlantique équatorial ouest. Ce phénomène de « retour », de propagation d'anomalies de SST depuis l'upwelling du Benguela jusqu'à l'équateur ouest, est très peu évoqué dans la littérature et paraît un axe intéressant de poursuite de l'étude sur l'Atlantique tropical.

Conclusion

Tout d'abord cette étude nous a permis de valider le modèle par des observations in situ et satellitales. Le modèle OPA représente bien les modes interannuels de la SST. En revanche les phénomènes méso-échelle notamment près des côtes ne sont pas assez énergétiques, la thermocline est généralement trop diffuse, et les zones côtières présentent un écart de SST assez conséquent par rapport aux observations. Malgré cela, l'accord sur les anomalies de température et surtout la simultanéité des phénomènes entre les résultats du modèle et les observations nous rendent confiants quant à l'utilisation des sorties d'OPA. L'étude par EOFs nous a confirmé les deux grands modes de variabilité interannuelle établis dans la littérature, et nous a permis de définir trois zones associées, une pour le mode équatorial, deux pour chacun des monopôles du mode méridien. Elles ont été complétées pour prendre en compte les upwellings côtiers et l'ouest de la bande équatoriale.

L'étude des deux boîtes méridiennes confirme que le forçage atmosphérique détermine la variabilité saisonnière de la SST, par les flux solaire et de chaleur latente, et la variabilité interannuelle par la chaleur latente, fortement dépendante des anomalies de vent. Il apparaît au nord comme au sud que les anomalies interannuelles de vents n'ont pas la même structure selon qu'il s'agit d'anomalies positives ou négatives. Bien que le choix de la zone étudiée se soit fait de la même manière, on observe une dissymétrie entre les deux boîtes : la boîte nord ne présente pas toujours des événements représentatifs de l'ensemble du bassin mais ceux-ci ont toujours lieu à la même période, en hiver boréal, alors que la boîte sud a des anomalies fortes qui concernent l'ensemble du bassin mais dont le phasage avec le cycle saisonnier n'est pas si marqué. Ceci est probablement dû à la dissymétrie des systèmes d'alizés et des zones de convergence par rapport à l'équateur.

L'étude des deux boîtes équatoriales a permis de souligner la complexité des équilibres mis en jeu dans le cycle saisonnier de la SST, et le rôle joué par les ondes tropicales d'instabilité dans celui-ci. Ainsi, ce sont plutôt les termes de forçage et de diffusion verticale qui équilibrivent le cycle de température saisonnier à l'est, le forçage et les termes d'advection, dont les TIWs, à l'ouest. L'étude d'événements interannuels forts n'a pas permis de déterminer un mécanisme unique pour l'établissement d'une anomalie froide ou chaude, qui est tantôt liée au terme de forçage, tantôt à un terme océanique. Bien que les anomalies de SST aient lieu sur l'ensemble de la bande équatoriale, les phénomènes mis en jeu pour une même anomalie ne sont pas toujours identiques à l'est et à l'ouest. On peut alors se demander quel est le crédit à accorder à nos résultats, ou si la méthode envisagée, à savoir une moyenne sur une boîte géographique déterminée, est pertinente.

L'étude des boîtes d'upwellings côtiers nous a appris que malgré leurs dénominations, le cycle saisonnier de la SST est encore piloté par les flux de chaleur en surface. Les termes océaniques verticaux, mis en jeu lors du phénomène d'upwelling, sont les plus actifs lors de la phase de réchauffement de la SST, qu'ils peuvent tout au plus atténuer. Il existe une différence entre les deux zones : au nord, le flux de chaleur est équilibré sur l'année et l'advection horizontale compense en grande partie le refroidissement venant des couches profondes ; au sud le budget de chaleur est positif sur l'année et les termes océaniques doivent compenser l'excès de chaleur reçu tout au long de l'année. Les anomalies interannuelles semblent dues autant à des anomalies de chaleur latente qu'à des anomalies d'advection horizontale ; lors de nombreux événements ces anomalies semblent en phase. Ainsi, comme au large, les anomalies de vent semblent jouer un rôle prépondérant. Malheureusement nous

n'avons pu mener une étude plus approfondie sur les structures de vent permettant une anomalie positive ou négative en terme de chaleur latente et d'advection.

Un dernier élément frappant dans la dynamique de la zone d'upwelling du Benguela est la corrélation entre les anomalies de SST en cette zone et les anomalies à l'équateur. L'étude comparée des trois boîtes fait apparaître un phénomène de propagation que nous n'avons pu que commencer à étudier. C'est un axe sérieux de poursuite pour cette étude.

Bibliographie

- Ayina, L-H., and Servain, J. 2003, Spatio-temporal evolution of the low frequency climate variability in the tropical Atlantic, in press Elsevier Oceanographic Series (Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean).
- Bjornsson, H. and S.A. Venegas, 1997, A manual for EOF and SVD analyses of climate data. *McGill University, CCGCR Report No. 97-1*
- Blanke, B. and P. Delecluse, 1993. Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.
- Carton, J.A., X. Cao, B.S. Giese, and A.M. da Silva, 1996: Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1165-1175.
- Carton, J. A., and Z. X. Zhou, Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27,813-27,824, 1997.
- Delecluse, P., and G. Madec, 1999: Ocean modelling and the role of the ocean in the climate system. In *Modeling the Earth's Climate and its Variability*, Les Houches, Session LXVII 1997, W. R. Holland, S. Jaussaume and F. David, eds., Elsevier Science, 237-313.
- Delecluse, P., J. Servain, C. Levy, K. Arpe et L. Bengston, 1994 : On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-83 ENSO. *Tellus*, 46A, 448-464
- Enfield, Mestas-Nunez, A. M., D. A. Mayer, and L. Cid Serano, 1999: How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **104**, 7841-7848.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden, Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **108**(C5), 3146, doi:10.1029/2002JC001584, 2003.
- Gent, P. R., and J.C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- Houghton, R.W., and Y.M. Tourre. 1992. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. *J. Climate*. **5** : 765-771.
- Jackett, D. R., and T. J. McDougall, 1995: Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 381-389.
- Jochum, Markus; Malanotte-Rizzoli, Paola; Busalacchi, Antonio, 2004 : Tropical instability waves in the Atlantic Ocean, *Ocean Modelling*, **7**, 1-2, pp. 145-163
- Jochum M., R. Murtugudde, P. Malanotte-Rizzoli and A. Busalacchi, 2004, ,Internal variability in the tropical Pacific Ocean, accepted in AGU Monograph on 'Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability'

- Lengaigne, M., J.-P. Boulanger, C. Menkes, G. Madec, P. Delecluse, E. Guilyardi, and J. Slingo, (2003): The March 1997 Westerly Wind Event and the onset of the 1997/98 El Niño: Understanding the role of the atmospheric response. *J. Climate*, **16** : 3330-3343
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, 1998: OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Note du Pôle de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace, N°11, 91pp.
- Menkes, C., J. Vialard, S.C. Kennan, J.P. Boulanger, G. Madec, P. Flament, 2004, A modelling study of the three-dimensional heat budget of Tropical Instability Waves in the Equatorial Pacific. To be submitted to *J. Phys. Oceanogr.*
- Nobre, P. and J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, **9**, 2464-2479.
- Nobre, P., S. E. Zebiak, and B. P. Kirtman, Local and remote sources of tropical atlantic variability as inferred from the results of a hybrid ocean-atmosphere coupled model, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 8008, doi:10.1029/2002GL015785, 2003.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994, "Improved global sea surface temperature analyses.", *J. Climate*, **7**, 929--948.
- Reynolds, R. W. (1988). A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75-86.
- Reynolds, R. W. and D. C. Marsico (1993). An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **6**, 114-119.
- Roullet, G., and G. Madec, 2000 : Salt conservation, free surface and varying volume: a new formulation for Ocean GCMs. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23,927-23,942.
- Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N., Reason, C., 2003 : " South East Tropical Atlantic Warm Events And Southern African Rainfall ". *Geophysical Research Letters* **30**, 9
- Ruiz-Barradas A., J.A. Carton, S. Nigam, 2000: Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. of Climate*, **13**, 3285-3297.
- Sterl A. and W. Hazeleger, 2003: Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean, *Clim. Dyn.*, **21**, 559-571.
- Vialard, J., C. Menkes, J-P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi et M. McPhaden, 1999, A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial Pacific SST during the 1997-98 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.* **31**, 1649-1675

- Xie, S.-P., and J.A. Carton, 2003: Tropical atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts, in *Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability*, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, AGU press.
- Zebiak, S. E., 1993: Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, **6**, 1567-1586.

Annexes

Voici les autres relevés Pirata :

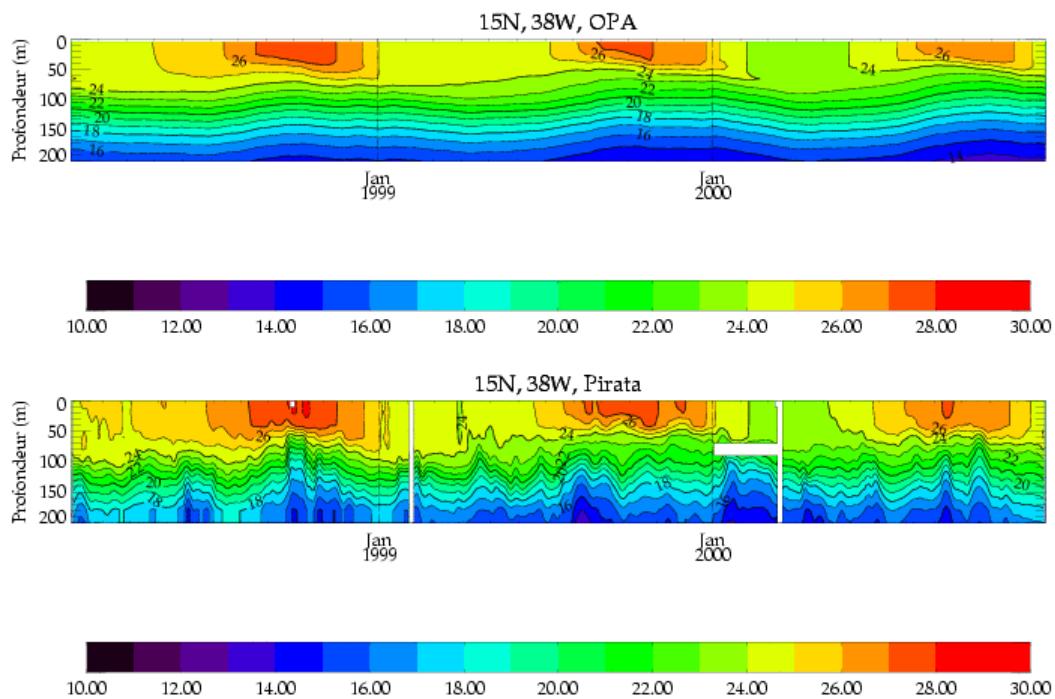


Figure 0-1 : Comparaison OPA-Pirata, 38°W, 15°N

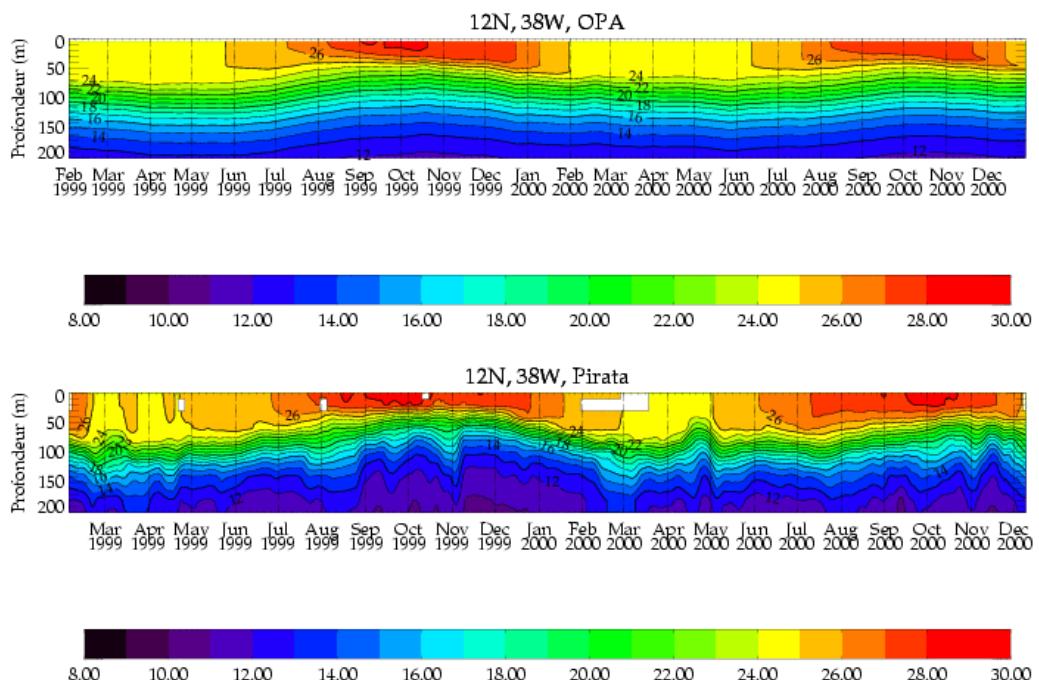


Figure 0-2 : Comparaison OPA-Pirata, 38°W, 12°N

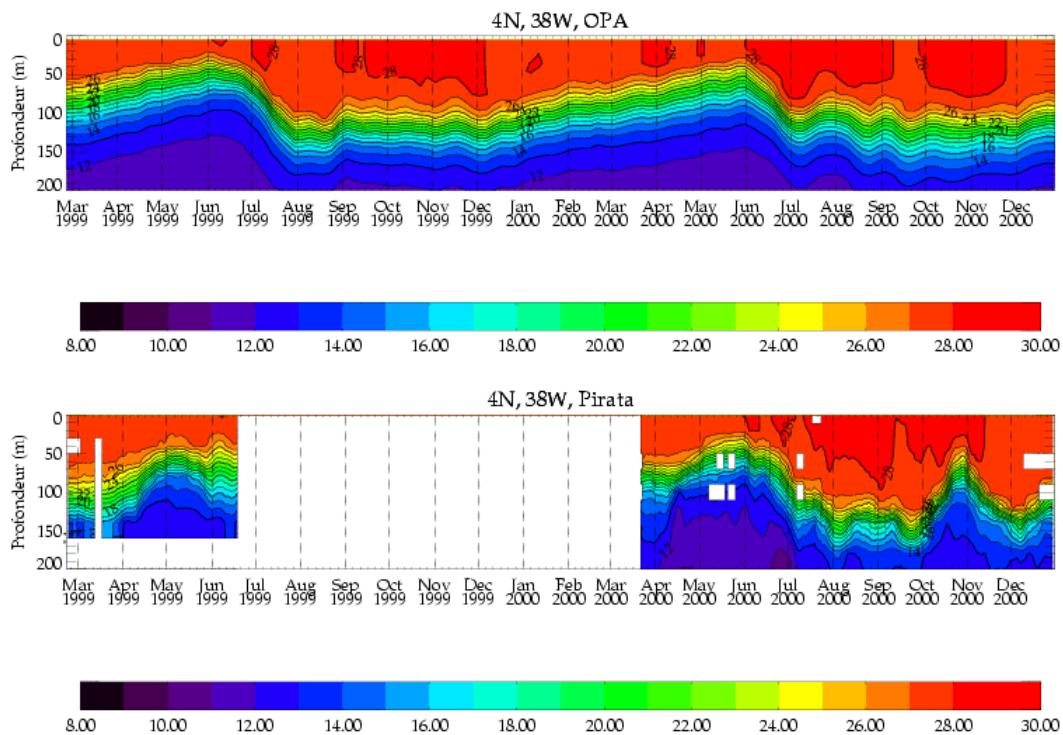


Figure 0-3 : Comparaison OPA-Pirata, 38°W, 4°N

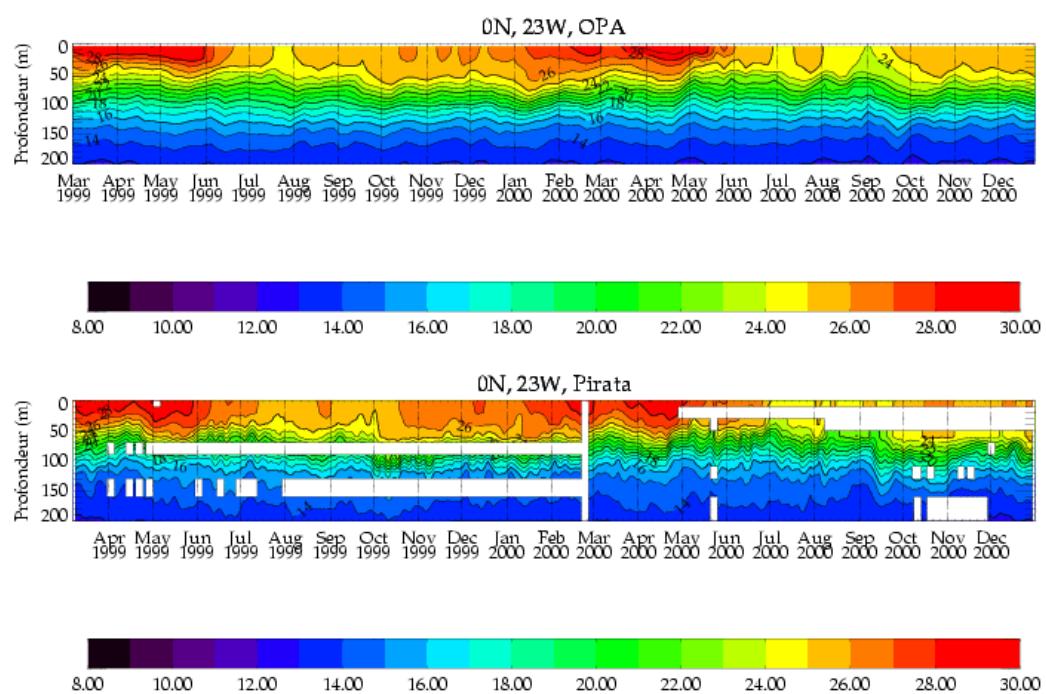


Figure 0-4 : Comparaison OPA-Pirata, 23°W, 0

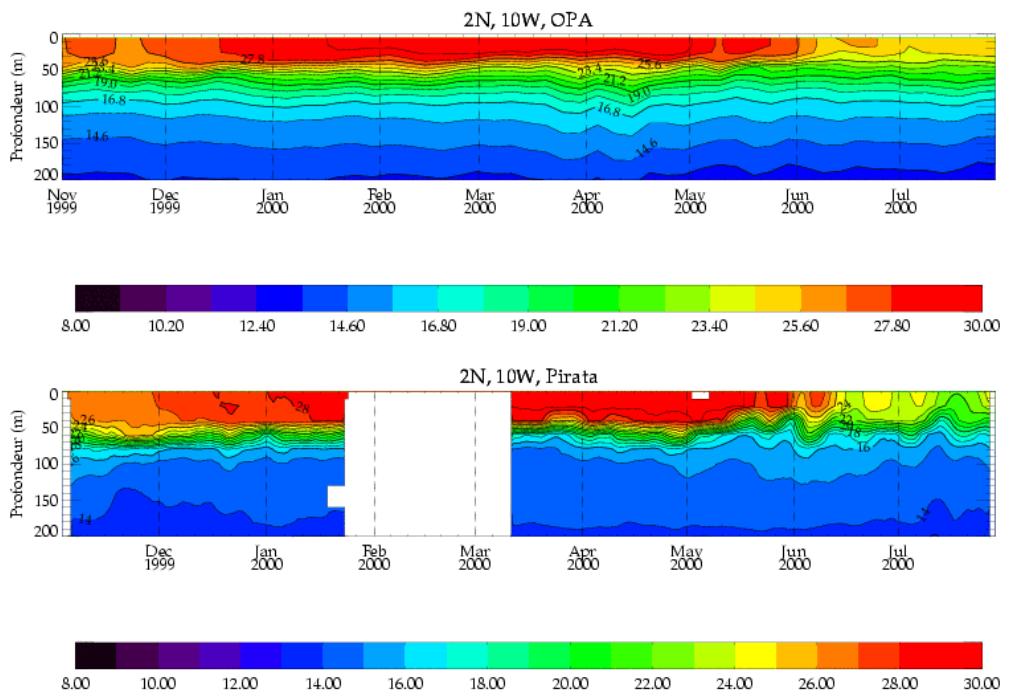


Figure 0-5 : Comparaison OPA-Reynolds, 10°W, 2°N

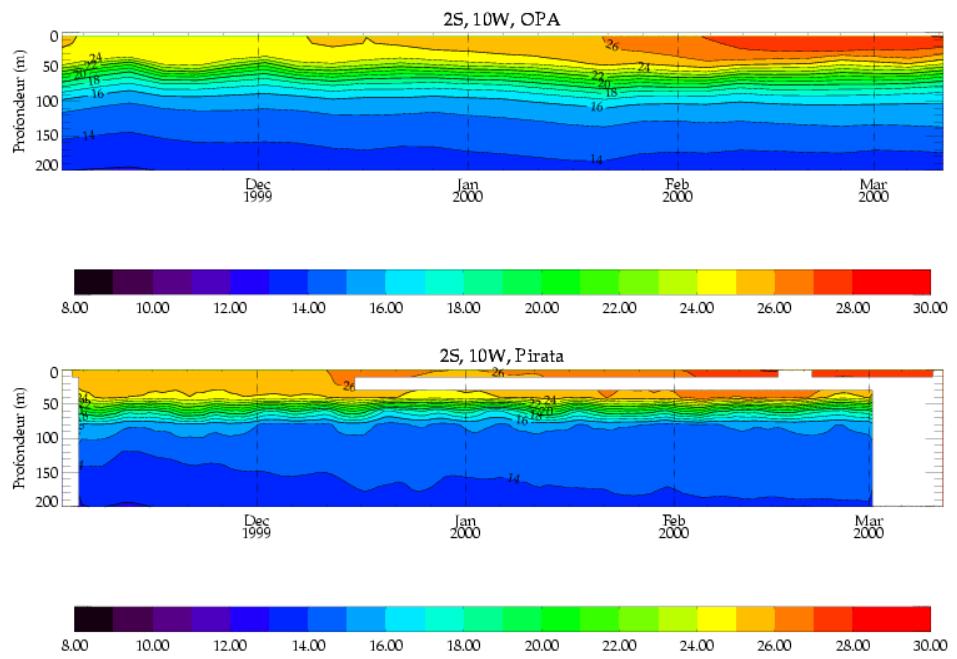


Figure 0-6 : Comparaison OPA-Reynolds, 10°W, 2°S

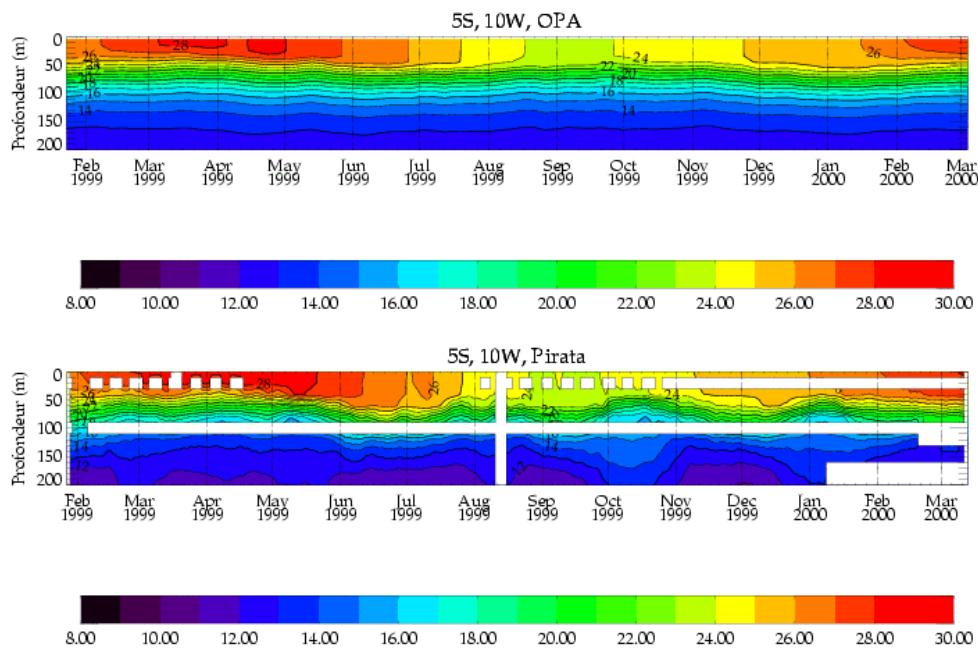


Figure 0-7 : Comparaison OPA-Reynolds, 10°W, 5°S

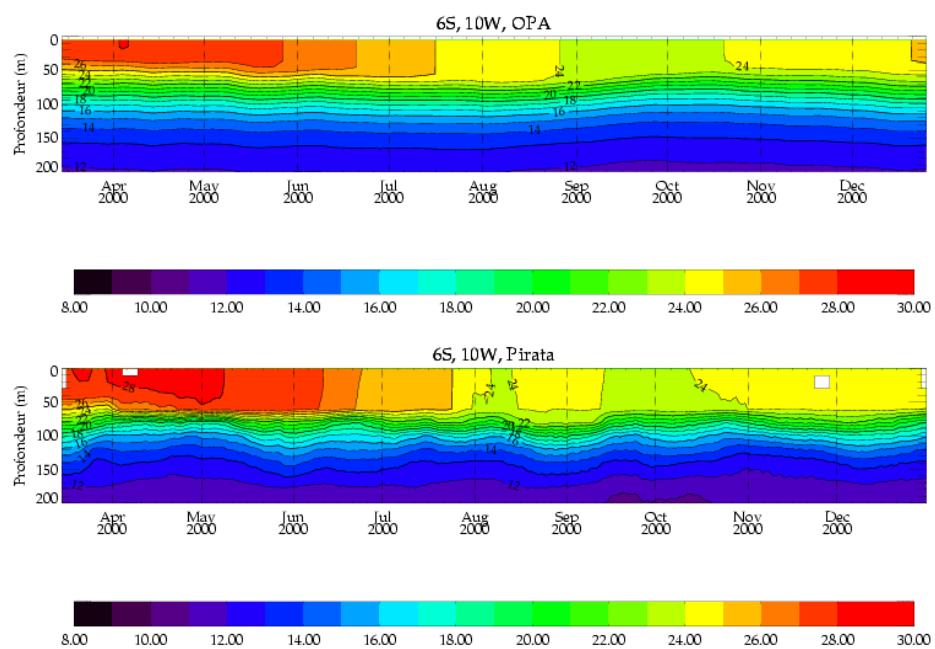


Figure 0-8 : Comparaison OPA-Reynolds, 10°W, 6°S

Voici les figures représentant les modes 2 locaux lors de l'étude par EOFs :

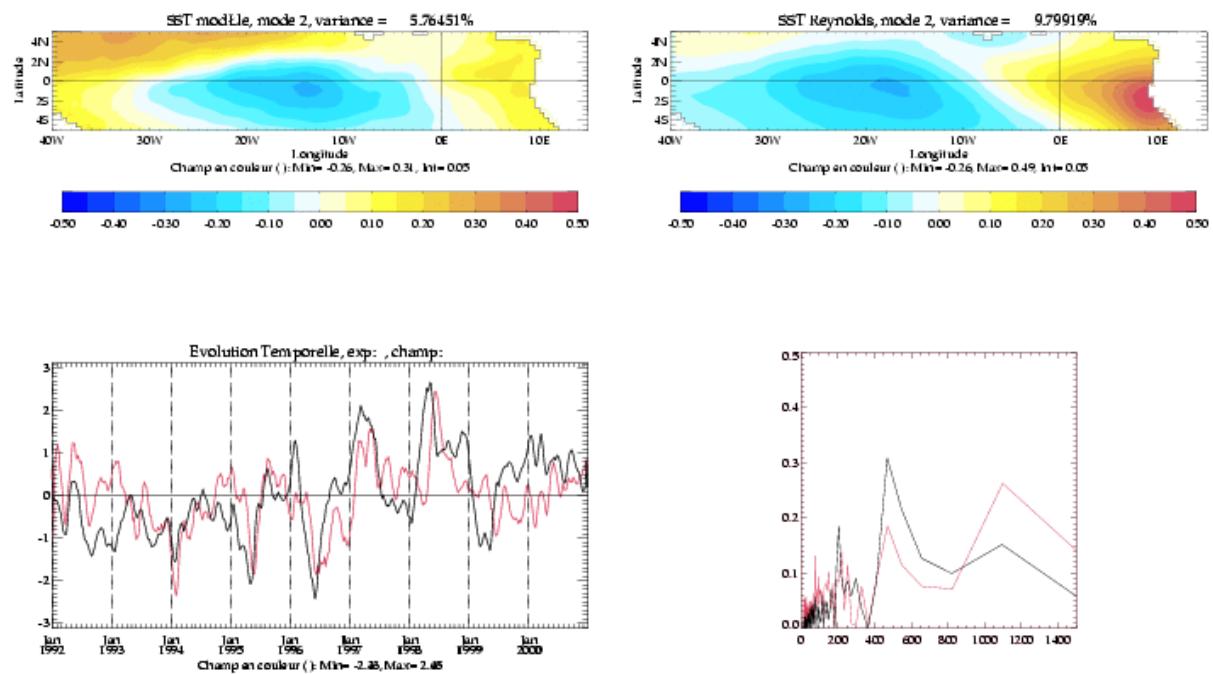


Figure 0-9 : Mode 2 à l'équateur

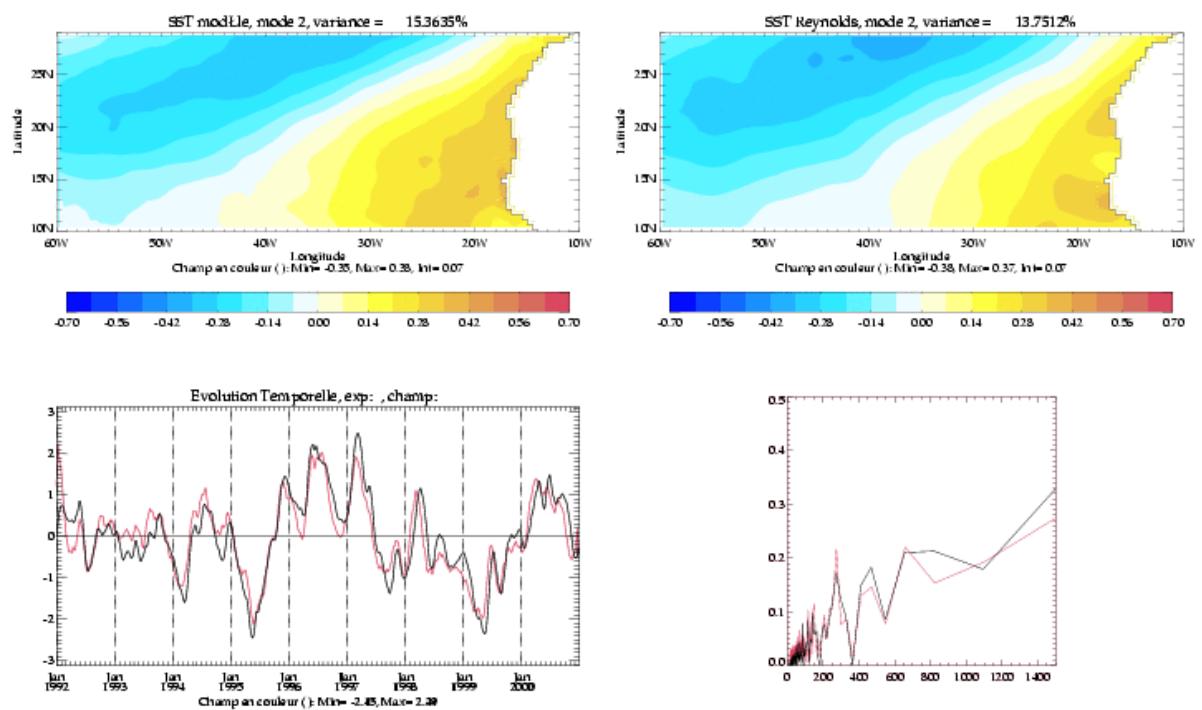


Figure 0-10 : Mode 2 dans le bassin nord

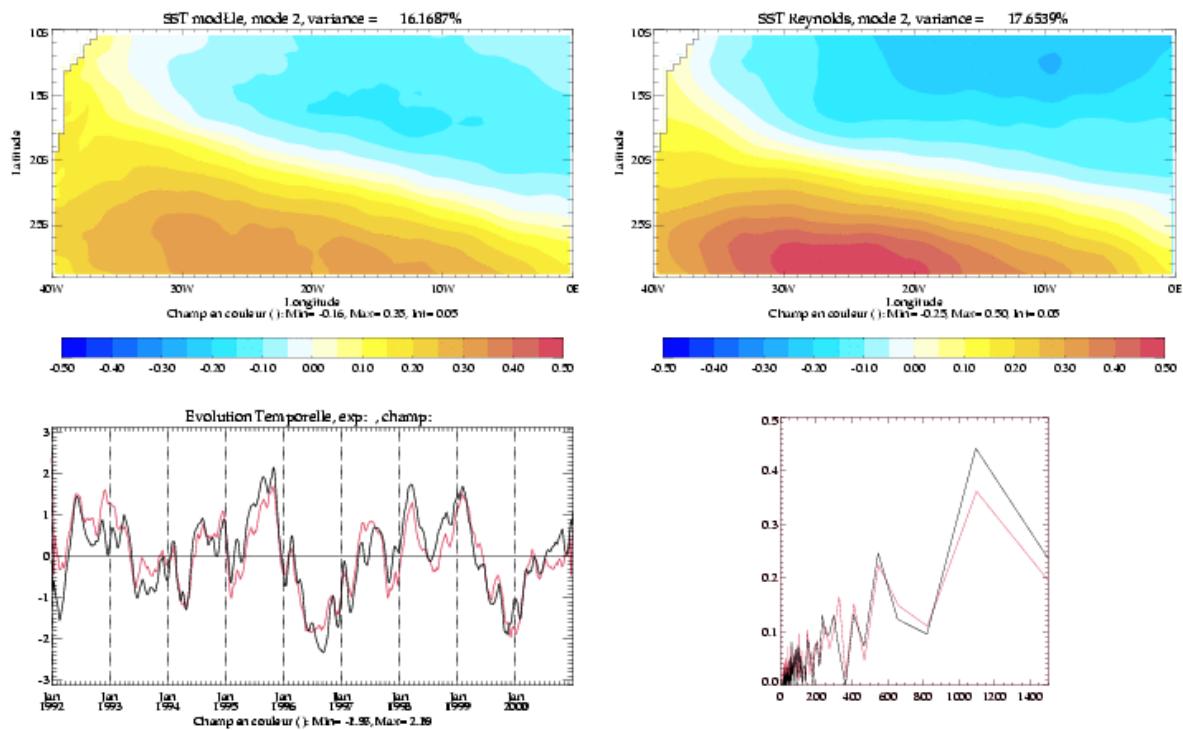


Figure 0-11 : Mode 2 dans le bassin sud