

UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ECOLE SUPERIEUR POLYTECHNIQUE

ECOLE DOCTORALE : **PHYSIQUE CHIMIE, SCIENCES DE LA TERRE, DE
L'UNIVERS ET DE L'INGENIEUR**

Année : 2015 N° d'ordre :

THESE DE DOCTORAT UNIQUE

Spécialité : Océanographie Physique

Présentée par:

SALIOU FAYE

Titre:

Le système d'upwelling des Canaries : mesure et modélisation des variations saisonnières de la circulation et des températures de surface

Soutenue le 10 octobre 2015 devant le jury composé de:

<i>Président:</i>	Pr. Omar Sock
<i>Rapporteurs:</i>	Dr. Moctar Camara, MC(CAMES) Univ.ASZ Dr. Vincent Echevin, HDR-MR IRD/LOCEAN
<i>Examineurs:</i>	Dr. Bamol Ali Sow MC(CAMES) Univ.ASZ Dr. Xavier Capet HDR-MR CNRS/LOCEAN
<i>Invité:</i>	Dr. Massal Fall CR ISRA/CRODT
<i>Directeur de thèse :</i>	Pr. Amadou Thierno Gaye UCAD-ESP
<i>Co-directeur de thèse :</i>	Dr. Alban Lazar HDR-MC UPMC/LOCEAN

Résumé

L'objectif de cette thèse est l'étude de la variabilité saisonnière de la dynamique et de la thermodynamique du système d'upwelling des Canaries dans les couches de surface. Pour ce faire, nous avons utilisé une simulation issue d'un modèle de circulation générale océanique et des données *in-situ* et satellitaires.

Dans la première partie de la thèse, les caractéristiques de la dynamique de l'upwelling côtier sont étudiées à l'aide du déploiement de bouées dérivantes, et l'exploitation de données satellitaires de température de surface de la mer (SST) et de vent de surface. Les événements d'upwelling, qui surviennent régulièrement de février à mai, ont une durée moyenne de 5 à 10 jours et sont associés aux développements de quatre filaments d'upwelling observés à partir des anomalies de SST MODIS à des positions récurrentes de la côte, qui s'étendent vers l'ouest de 200 km à 400 km. Les bouées dérivantes confirment l'écoulement vers l'ouest dans la zone de présence des filaments avec une vitesse moyenne de 15-20 cm.s⁻¹. Les saisons d'upwelling et l'intensification/relaxation des Alizés présentent une forte variabilité interannuelle au large du Sénégal, entre 2010 et 2013.

Dans la deuxième partie, le cycle saisonnier climatologique de la SST est étudié à l'aide d'un bilan de chaleur de la couche de mélange issue d'un modèle de circulation générale océanique régionale. Nous avons démontré que l'apparition saisonnière du début de diminution des SST côtières, à partir de septembre, selon la latitude, jusqu'à décembre, est entraînée par la dynamique de l'upwelling Sénégal-Mauritanien, précisément entre 12°-15°N, et par la diminution des flux de chaleur air-mer au nord et sud de ces latitudes. Les pics d'intensité de l'upwelling, de mars à mai sur les côtes sénégalaises et en été sur les côtes mauritaniennes et sud marocaines, amortissent considérablement la phase de réchauffement conduite par les flux de chaleur air-mer. Les advections horizontales par la dérive d'Ekman et les courants géostrophiques influencent les SST côtières. A l'ouest de 18°W, le cycle saisonnier de la SST est entièrement conduit par les flux de chaleur air-mer. Cette analyse confirme les résultats précédents sur l'importance des flux air-mer au large des côtes. En plus, elle propose des éléments quantitatifs sur la modulation du cycle saisonnier de la SST par la circulation océanique, et en particulier par la dynamique de l'upwelling.

Ce travail souligne également l'importance de prendre en considération ce mélange vertical de subsurface dans la variabilité saisonnière de l'upwelling. En perspective, nous proposons d'étudier ce terme à l'aide d'investigations complémentaires et d'expériences de mesure de turbulence lors de campagnes océanographiques.

Mots clés : Upwelling Sénégal-Mauritanien, SST, circulation, bilan de chaleur, observations, modélisation, variabilité saisonnière.

Abstract

The objective of this thesis is to study of the seasonal variability of the dynamics and thermodynamics of the upwelling system of the Canary in the surface layers. To do this, numerical simulation from an ocean general circulation model and in-situ and satellite data, have been used.

In the first part of the thesis, the activity of the coastal upwelling is studied using of deployment of drifting buoys, and operation of sea surface temperature (SST) and surface wind satellite data. Upwelling events, which occur regularly from February to May, with an average duration of 5 to 10 days and are associated with the developments of four upwelling filaments observed at recurrent positions of the coast, extending westward from 200 km to 400 km. Drifters confirm the westward flow in the presence area of the filaments with an average speed of $15\text{-}20\text{ cm.s}^{-1}$. The upwelling season and at the intensification / relaxation of the trade winds present a strong interannual variability off Senegal.

In the second part, the climatological seasonal cycle of the SST is studied using a mixed layer heat budget from a regional ocean general circulation model. We have demonstrated that the onset seasonal of coastal SST early decrease, from September, depending on latitude, until December, is driven by upwelling dynamics off Senegal and Mauritania, precisely between $12^{\circ}\text{-}15^{\circ}\text{N}$, and by the decrease of air-sea heat fluxes north and south of these latitudes. The peaks of upwelling intensity, from March to May off Senegal coasts and summer off Mauritania and southern Morocco coasts, significantly damp the warming phase driven by air-sea heat fluxes. Horizontal advections by Ekman drift and geostrophic currents influence the coastal SST. West of 18°W , the seasonal cycle of SST is entirely driven by the air-sea heat fluxes. This analysis confirms the previous results on the importance of air-sea fluxes offshore. Moreover, it mainly offers quantitative elements on the modulation of the SST seasonal cycle by the ocean circulation, and particularly by the upwelling dynamics.

This work also highlights the importance of taking into account the subsurface vertical mixing in the seasonal variability of the upwelling. In perspective, we propose to study this term with further investigations and experiments measuring turbulence during oceanographic cruises.

Keywords: Senegalese-Mauritanian upwelling, SST, Circulation, heat budget, observations, modeling, seasonal variability.

DEDICACES

Je dédie cette thèse à ...

A ma très chère mère Coumba Faye

Pour m'avoir donnée la vie et la joie de vivre.

Tu es Affable, honorable, aimable.

Tes prières et ta bénédiction m'ont été d'un grand secours pour mener à bien mes études.

Je te dédie ce travail en témoignage de mon profond amour et en signe de reconnaissance. Puisse Dieu, le tout puissant, te préserver et t'accorder santé, longue vie et bonheur. Amin !

A la mémoire de mon Père Mbar Faye

Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime, le dévouement et le respect que j'ai toujours eu pour vous.

Rien au monde ne vaut les efforts fournis jour et nuit pour mon éducation et mon bien être.

Ce travail est le fruit de tes sacrifices que tu as consentis pour mon éducation et ma formation.

A ma très chérie épouse Gnílane Samba Ndiaye

Quand je t'ai connue, j'ai trouvé la femme dont j'ai toujours rêvée.

Tes sacrifices, ton soutien moral, ta gentillesse sans égal, ton profond attachement n'ont jamais fait défaut.

Que Dieu réunisse nos chemins pour un long commun serein et que ce travail soit témoignage de ma reconnaissance et de mon amour sincère et fidèle.

A mon très cher fils Alioune Junior Faye

Ce modeste travail doit te servir d'exemple pour réussir et faire mieux que ton père; Je t'aime. Longue vie, santé de fer et tout le bonheur du monde ! Amin !

A tous les membres de ma famille, petits et grands

Veillez trouver dans ce modeste travail l'expression de mon affection.

Avant-propos

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme de recherche «Atlantic North Eastern Tropical Upwelling System» (ANETUS). Ce programme a comme objectif principal d'améliorer la compréhension et la modélisation de l'océan et la variabilité océan-atmosphère couplée dans le système d'upwelling de la zone tropicale de l'Atlantique nord-est. Cette thèse s'inscrit dans le volet circulation et variabilité des «Systèmes d'Upwelling Tropicaux Est» de ce programme et vise à mieux documenter et comprendre la variabilité saisonnière de la dynamique et la thermodynamique du système d'upwellings des Canaries, dans les couches de surface et à grande échelle.

Je tiens à souligner que les résultats obtenus et l'expérience acquise dans cette thèse résultent du concours d'une bonne collaboration.

Je remercie d'abord le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fonguang (LPAO-SF) qui m'a d'abord donné l'occasion de faire le master 2 et m'a offert une nouvelle opportunité de faire cette thèse sous la direction du Prof Amadou Thierno Gaye, Directeur de L'E.S.P. J'exprime ma reconnaissance à ce Laboratoire d'avoir aussi financé la dernière année de cette thèse.

Je présente, ici, ma profonde gratitude à l'Institut Sénégalais de Recherche Agricole (ISRA) qui m'a attribué une bourse et, au Centre de Recherche Océanographique de Dakar-Thiaroye (CRODT) où j'ai été accueilli comme allocataire de Recherche. J'adresse mes remerciements au Dr Pierre-Marie Poulain, coordonnateur du projet COCES (*Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal*), pour son soutien scientifique et pour m'avoir accordé un séjour d'une année en Italie dans le cadre du programme TRIL (Program for Training and Research in Italian Laboratories) de l'ICTP (International Centre for Theoretical Physics) dont le financement a été assuré par COCES. Mes remerciements vont à l'endroit du laboratoire OGS où j'ai été bien accueilli durant tout le séjour.

Je remercie chaleureusement mon encadrement scientifique sans lequel je n'aurais jamais réalisé les objectifs assignés à ce travail. J'exprime toute ma reconnaissance au Prof Amadou Thierno Gaye pour avoir accepté de diriger cette thèse, au Dr Alban Lazar pour m'avoir confié ce travail et pour l'intérêt pour lequel il a assuré l'encadrement scientifique de cette thèse, pour m'avoir redonné confiance dans mes périodes de doute, et pour l'ambiance de travail à la fois rigoureuse et décontractée qu'il a su instaurer, au Dr Bamol Ali Sow du LOSEC de l'UASZ, qui a été d'un grand apport scientifique dans la réalisation de ce travail. Je tiens à témoigner ma reconnaissance au Prof Omar Sock pour avoir accepté de présider le

jury, aux Docteurs Moctar Camara et Vincent Echevin qui ont accepté de rapporter cette thèse.

La première expérience de ma thèse a été la campagne en mer dans le Golf de Guinée, alors je tiens à remercier Bernard Boulès qui m'a permis d'y participer, Jacques Grelet, si bon chef de mission qui mettait toujours l'ambiance à bord et bien sûr tous les autres chercheurs et marins de la mission. Cette expérience, très enrichissante, certes loin de ma région d'étude, a été pour moi une vraie découverte.

J'adresse mes vifs remerciements à toute l'équipe de la campagne UPSEN1 effectuée dans la cellule d'upwelling de la « petite côte » du Sénégal, en l'occurrence Alban Lazar, chef de mission, Patrice Brehmer, Xavier Capet, Malick Wade, Siny Ndoye, Philippe Estrade, porteur du projet, pour m'avoir offert une seconde expérience de ma thèse. Ca a été si merveilleux...!!

Mes remerciements vont aussi à l'endroit de tous ceux qui ont concouru, à la mise à l'eau des bouées dérivantes du projet COCES. A cet effet, j'exprime ma reconnaissance au LPAO-SF pour avoir accueilli le projet, au CRODT pour sa collaboration, à l'équipe de Campagne COCES II (Malick Wade, chef de mission, Baye Cheikh Mbaye, Bernard, commandant du bateau et Michel Sambou, matelot) d'avoir mis à l'eau 8 bouées dérivantes au large de la « grande côte », aux pêcheurs de Yoff, Malick Fall et Cheikh Fall d'avoir associé à leurs sorties de pêche la mise à l'eau mensuelle de 3 bouées dérivantes. Dans la même veine, je remercie la direction du COSAMA (Consortium Sénégalais d'Activités Maritimes) de même que le Commandant Fall et l'ensemble de son équipage, pour le soutien gratuit apporté au LOSEC de l'UASZ, lors du largage des bouées dérivantes à l'embouchure du fleuve Casamance, à bord du navire Aline Siteo Diatta.

Merci beaucoup à Milena Menna pour son soutien de taille durant mon séjour à OGS. Son apport a été très significatif et m'a permis d'acquérir une expérience sur le traitement, l'analyse et l'interprétation des données des bouées dérivantes.

Toute ma gratitude va aussi à tout le personnel sénior du LPAO-SF: Dr Daouda Badiane, Dr Saidou Moustapha Sall, Dr Seydi Ababacar Ndiaye dont le travail et le dévouement rendent les choses tellement plus faciles! Merci aussi à tous les jeunes docteurs du LPAO-SF pour leur aide et leurs conseils. Mes sincères remerciements vont à mes collègues de promotion en Master 2 : Dr Cheikh Dione, Dr Malick Ngom, Dr Thierno Doumbia et Tidiane Diédhiou. Un grand merci à tous les thésards et docteurs du LPAO-SF pour tous ces moments inoubliables, de café en thé, de discussions endiablées en franche tranche de rigolade...Baye Cheikh Mbaye, Ismaïlla Diallo, Ibrahima Camara, Moussa

Diakhaté, Lahat Dieng, Ibrahima Diouf, Siny Ndoeye, Moussa Guèye, Mamadou Lamine Mbaye, Souleymane Sy, Marie Jeanne Sambou, Coumba Niang, et tant d'autres... merci pour tout ça!

Mes sincères remerciements vont également à l'endroit de tout le personnel chercheur, technicien et administratif du CRODT/ISRA. Un grand merci au Dr Hamet Diaw Diadhiou pour avoir bien facilité mon recrutement comme allocataire de recherche, Dr Massal Fall, directeur du CRODT pour ses conseils et son soutien, Dr Modou Thiaw, Dr Djiga Thiao, Dr Fambaye Ngom Sow, Anis Diallo, Moustapha Dème, Dr Adama Mbaye, Dr Ibrahima Cissé, Abdoulaye Sarré, Cheikh Ndour, Limalé Dèmle, Mme Tabara Mbaye Fall, Cheikh Ndiaye, Mme Ndeye Ndiaye Ngom, et tant d'autres. Une mention spéciale à mon ami, frère et collègue Dr Ismaïlla Ndour avec qui, du début à la fin de thèse, j'ai tant partagé.

Merci également au Dr Patrice Brehmer pour nos nombreuses discussions, pour ta simplicité, ta générosité, tes conseils, tes encouragements et ton bureau mis à ma disposition lors de la rédaction.

Merci à mon ami et frère Alioune Diouf alias Sékou pour ton soutien sans conditions et tes conseils, qui ont toujours été bénéfiques pour moi.

Principaux acronymes français ou anglais

AAIW: Antarctic Intermediate Water

ABW: Arguin Banc Water

ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler

AM: African Monsoon

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

ANETUS: Atlantic North Eastern Tropical Upwelling System

ASD: Alioune Siteo Diatta

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer

AVISO: Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data

AWA: Ecosystem Approach to the management of fisheries and the marine environment in West African waters

CanUC: Canary Upwelling Current

CC: Courant des Canaries

CHL: Chlorophylle

CMOD: Compact Meteorological and Oceanographic Drifter

COCES: Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal

CODE: Coastal Ocean Dynamic Experiment

COI: Community of Interest

COSAMA : Consortium Sénégalais d'Activités Maritimes

CRODT : Centre de Recherche Océanographique Dakar-Thiaroye

CTD : Conductivity Temperature Depth

CUS: système d'upwelling des Canaries

CVFZ : Zone frontale du Cap-Vert

DART: Dynamics of the Adriatic in Real Time

DBCP: The Data Buoy Cooperation Panel

DG: Dôme de Guinée

DOLCEVITA: Dynamics of Localized Currents and Eddy Variability in the Adriatic

EBC: Eastern boundary current.

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ECOAO : Ecoogie des ressources pélagiques en Afrique de l'Ouest

EGEE : programme d'Etude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le Golf de Guinée

ENSO : El Niño et Southern Oscillation ou oscillation australe

EOS: Earth Observing System

ERA: ECMWF Re-Analysis

ETOPO2: 2-minute Gridded Global Relief Data

EUMETSAT: Exploitation of Meteorological Satellites

GDP: Global Drifter Program

GOOS: Global Ocean Observing System

IODE: International Oceanographic Data and Information Exchange

ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project-Flux Data

ISRA: Institut Sénégalaise de Recherche Agricole

LOCEAN: Laboratoire d'Océanographie et du climat : Expérimentations et Approche Numériques

LOSEC : Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat

LPAO-SF : Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan, Siméon Fongang

MC: Mauritania Current

MedSVP: Mediterranean Surface Velocity Program

MEI: Multivariate ENSO Index

MLD: mixed layer depth

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MREA: Marine Rapid Environmental Assessment

NACW: North Atlantic center Water

NASA: National Aeronautics and Space Administration

NCDC: National Climatic Data Center

NCEP: National Center for Environmental Prediction

NEC: Courant Nord Equatorial

NECC: Contre Courant Nord Equatorial

NEMO: Nucleus for European Modelling of the Ocean

NEUC: North Equatorial UnderCurrent

NOAA: National Océanique et Atmosphérique

NODC: National Oceanographic Data Center

OGCM: Ocean General Circulation Model

OGS: Oceanografia e di Geofisica Sperimentale

OI: Interpolation optimale

OPA: Océan PArallélisé

OSCAR: Ocean Surface Current Analyses Real-time

PREFACE: Enhancing prediction of Tropical Atlantic climate and its impacts

QuikSCAT : Quick SCATerometer

RTQC : Contrôle qualité à temps réel

SACW : Eaux centrales sud atlantiques

SAR : Synthetic Aperture Radar

SIO : Scripps Institution of Oceanography

SLA: Niveau de la mer

SMW: Salinity Maximum Water

SST: Sea Surface Temperature

SUSM : Système d’upwelling Sénégal-mauritanien

SUTE : Systèmes d’Upwellings Tropicaux Est

SVP: Surface Velocity Program

SW: Surface Water

TIROS: Television and InfraRed Observation Satellite

UASZ: Université Assane Seck de Ziguinchor

UCSD : Université de Californie à San Diego

UPSEN: Upwelling SENégal

USA: United States of America

WCRP: World Climate Research Program

WOCE: World Ocean Circulation Experiment

WOD05: World Ocean Database 2005

ZCIT : Zone de convergence intertropicale

Table des matières

Résumé	ii
DEDICACES	iv
Avant-propos	vi
Principaux acronymes français ou anglais.....	ix
Table des matières	xii
Liste des tableaux	xv
Listes des Figures	xvi
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1. Présentation du Sujet	2
1.2. Formulation de la problématique d'étude.....	3
1.3. Approche méthodologique	4
1.4. Présentation du plan du manuscrit.....	5
Chapitre 2 : Caractéristiques atmosphériques et océaniques de l'Atlantique Tropical....	6
2.1. La circulation atmosphérique	8
2.2. Les flux de chaleur à l'interface air-mer	11
2.3. Conditions océaniques.....	15
2.3.1. La circulation de surface et de subsurface.....	15
2.3.2. Caractérisation des masses d'eau dans la région d'étude	20
2.3.3. Les upwellings côtiers de bords Est	21
2.3.3.1. Processus dynamique des upwellings côtiers de bords Est	21
2.3.3.2. L'upwelling côtier Sénégal-mauritanien	24
2.3.3.3. Impact de l'upwelling côtier sur l'écosystème marin.....	27
2.3.4. Température de surface et saisons hydrologiques	30
Chapitre 3 : La dynamique de l'upwelling Sénégal-mauritanien.....	33
3.1. Présentation du projet d'expérimentation de la circulation océanique cotière au large du Sénégal 'COCES'	35
3.2. Les bouées dérivantes océaniques: outil d'investigation in situ.....	36

3.2.1. Le développement des bouées dérivantes.....	36
3.2.2. Fonctionnement des bouées dérivantes	39
3.2.3 Déploiement en mer des bouées dérivantes SVP et CODE.....	41
3.2.4. Contrôle qualité et validation des données issues des bouées dérivantes.....	48
3.3. Caractéristiques de la dynamique de l'upwelling Sénégal-mauritanien.....	50
3.3.1. Données utilisées et méthodes appliquées.....	51
3.3.1.1. Bases de données.....	51
3.3.1.1.1. Satellites	51
3.3.1.1.2. In situ.....	52
3.3.1.2. Méthodes	52
3.3.1.2.1. Cartes SST et trajectoires de bouées dérivantes	52
3.3.1.2.2. Le pompage d'Ekman	52
3.3.1.2.4. Séries temporelles de SST, du vent et de l'indice d'upwelling dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal).....	53
3.3.2. Caractéristiques des saisons d'upwelling de 2009 à 2013.....	54
3.3.3. Suivi des événements d'upwelling au large de la presqu'île du Cap-Vert.....	59
3.3.4. Filaments d'eaux froides	65
Saison d'upwelling 2009-2010	65
Saison d'upwelling 2010-2011	65
Saison d'upwelling 2011-2012	69
Saison d'upwelling 2012-2013	69
3.3.5. Statistiques pseudo-eulériennes.....	71
3.3.6. Structure verticale de la température et du courant méridien dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar).....	73
3.3.6.1. Modèle numérique NEMO version ORCA012	73
3.3.6.2. Validation du modèle et description.....	74
a) SST et indice d'upwelling	74
b) Courant méridien géostrophique de surface.....	75
3.3.6.3. Structure verticale de la température	76
3.3.6.4. Structure verticale du courant méridien.....	77
Chapitre 4: Variabilité saisonnière de la température de surface de la mer dans le système d'upwelling Sénégal-mauritanien.....	80

4.1. Introduction	81
4. 2. Article.....	82
4.2.1. Résumé étendu de l'article	82
4.2.2. Article: A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic Northeastern Tropical Upwelling System.	87
4.2.2.1. Introduction	88
4.2.2.2. Data and methods	91
4.2.2.2.1. Observations.....	91
4.2.2.2.2. Numerical Model.....	92
4.2.2.2.3 Diagnostics	93
4.2.2.3. Results	94
4.2.2.3.1 Choice of relevant time-average periods	94
4.2.2.3.2 The Mixed layer heat budget.....	99
4.2.2.4. Summary and Discussions.....	115
4.3. Complément de l'analyse du bilan de chaleur côtier.....	118
Chaptire 5 : Conclusions et perspectives de recherche.....	124
Annexe A : Figures de la diffusion latérale online et de l'advection horizontale et de la diffusion verticale offline	132
Annexe B : Articles.....	134
B1: Article accepté pour publication dans le "Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata", le 2 juillet 2015: Upwelling features off the Northwest Africa coast in 2009-2013.	134
B2: Article publié dans "Remote Sensing of Environment le 29 novembre 2012": A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.032	154
B.3. Commucations et autres activités.....	166
Bibliographies.....	168

Liste des tableaux

Tableau 3.1. Bouées dérivantes déployées pendant COCES I au large du Sénégal dans l'océan Atlantique Tropical entre mai 2009 et Septembre 2011.

Tableau 3.2. Bouées dérivantes déployées pendant COCES II au large du Sénégal dans l'océan Atlantique Tropical entre octobre 2011 et juin 2013

Tableau 3.3 : Paramètres actuellement inclus dans le dictionnaire MyOcean, se rapportant à des mesures de courant et conformes à SeaDataNet.

Tableau 3.4 : Événements d'upwelling (les plus intenses) enregistrés sur la période 2009-2013 dans la région de la presqu'île du Cap-Vert correspondant au maximum de la composante méridienne du vent et de l'indice d'upwelling et au minimum de SST.

Listes des Figures

Figure 2.1 : Circulation atmosphérique de surface dans l'Atlantique Tropical à partir des vents (25 km de résolution) du capteur « SeaWinds » à bord du satellite QuikSCAT de la NASA. La norme de la vitesse (en couleur en m/s) et la vitesse (flèche) ; (a) en janvier et (b) en juillet et la ligne noire représente la ZCIT.

Figure 2.2 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988 - 2000) (en bas) du flux de chaleur solaire (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Figure 2.3 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur infrarouge (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Figure 2.4 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988 2000) le (en bas) du flux de chaleur latente (en W/m^2) le long des côtes Sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Figure 2.5 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur sensible (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Figure 2.6 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur net (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Figure 2.7 : Circulation de surface de l'océan d'après Barton (1998), pour l'hiver et l'été. CanUC (Canary Upwelling Current), GR (Recirculation Gyre), NEC (North Equatorial Current), NECC (North Equatorial CounterCurrent) et MC (Mauritania Current).

Figure 2.8 : Schéma simplifié d'un upwelling côtier (D'après Bakun, 1986).

Figure 2.9 : Température de surface de la mer, produit level3 (4 km) du satellite EOS, composite 8 jours des observations journalière après restitution de la SST à partir des mesures spectrales Infra-Rouge Thermique du capteur MODIS (fin de période : 21 mars 2015).

Figure 2.10 : Cycle moyen du transport d'Ekman (1967-1984) à Nouadhibou (Cap-Blanc) et Yoff (Cap-Vert). Prises moyennes de thiof (*Epinephelus aeneus*) par quinzaine à Kayar durant la même période (Curry et al., 1988).

Figure 2.11 : SST (°C) en moyenne mensuelle (2004-2012) en janvier (en haut) et en juillet (en bas) dans l’océan Atlantique Tropical. Source: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/NOAA) à 11 km x 11 km de resolution.

Figure 3.1 : Différents types de bouées dérivantes : les types (a) et (b) ont été utilisés dans COCES. Les types (c), (d) et (e) existent mais ne font pas partie de l’expérience COCES.

Figure 3.2 : Réseau mondial des bouées dérivantes.

Figure 3.3 : Le satellite recueille et stocke les signaux envoyés par l’émetteur toutes les 90 secondes (1). L’information stockée est redirigée en temps réel par le biais des antennes au sol (2) vers les centres de traitement (3) qui se chargent du calcul de la position des émetteurs, du traitement des données mesurées par les capteurs (4) puis de la redistribution aux utilisateurs (5), qui peuvent récupérer des données aussi via l’Internet (par connexion avec identifiant et mot de passe sur un site sécurisé).

Figure 3.4 : Stations formant le temps réel en bande L antenne-réseau. Chaque station reçoit des données en temps réel à partir des satellites et les retransmet vers des centres de traitement.

Figure 3.5 : Premier déploiement d’un groupe de 3 de bouées dérivantes de l’expérience COCES à la pointe des Almadies/Dakar (Sénégal), à partir d’une embarcation légère.

Figure 3.6 : Image de la concentration en CHL (surface) du 19 février 2010, obtenue après restitution des mesures spectrales visibles du capteur MODIS, a bord du satellite EOS-AQUA, sur laquelle se superposent des trajectoires de bouées dérivantes. A noter un défaut de restitution en cas de trop forte concentration de CHL (ou/et d’aérosols), ici visible au large de la « petite côte », suite à un défaut de correction radiométrique (réflectance normalisée), avec des discontinuités apparentes de CHL. Les zones bleues et rouges correspondent respectivement à de faible et forte concentration de CHL. L’advection au large de 3 bouées dans un filament d’eaux upwellées est évidente

Figure 3.7 : 3 bouées dérivantes (carrés rouges) déployées le 20 Novembre 2011 dans le filament d’eaux froides de la pointe de Dakar et autres bouées dérivantes déployées durant les deux mois précédents (septembre et octobre).

Figure 3.8: Images de SST, obtenues par restitution de mesures spectrales Infra-Rouge thermique du capteur AVHRR, embarqué sur le satellite METOP (distribution NAIAD/IFREMER, traitement SAF_OSI / EUMETSAT visualisable sur Google Earth, avec la superposition des trajectoires des bouées déployées sur la « petite côte » du Sénégal lors de la campagne UPSEN1 du 06 au 18 mars 2012. (a) Période début UPSEN, upwelling en relaxation, les bouées remontent vers le nord en raison du sous courant qui affleure en surface

et (b) début avril, upwelling intense, les bouées dérivent vers le sud-ouest à cause de la dérive d'Ekman et les filaments d'upwelling.

Figure 3.9 : Positions des stations CTD (losange) et des points de de déploiement des bouées dérivantes (rectangle) déployées sur la « grande côte » du Sénégal durant la campagne COCES II (23-25 avril 2013) (a) et leurs trajectoires (b et c). (b) 3 bouées à l'eau quelques jours après leur déploiement et (c) 5 des 8 bouées déployées ramassées par les pêcheurs de St-louis et Kayar.

Figure 3.10 : a) Principaux courants de surface au large de la côte ouest africaine et autour de l'archipel du Cap-Vert. Le carré noir indique la zone d'étude sélectionnée autour du Cap-Vert ou l'ensemble des bouées dérivantes ont été déployées. (b) Région côtière utilisée pour le tracé des diagrammes Hovmöller des figures 3.11 et 3.12.

Figure 3.11 : Diagrammes Hovmöller de SST MODIS 8-jours moyennée en longitude dans la zone côtière représentée en bleu sur la Figure 3.10b pour les périodes novembre 2009- juillet 2010 (a), novembre 2010-Juillet 2011 (b), novembre 2011- juillet 2012 (c) et novembre 2012-juillet 2013 (d). Les rectangles noirs sur la figure (a) représentent les emplacements des quatre grands filaments d'upwelling.

Figure 3.12 : Diagrammes Hovmöller du pompage d'Ekman dans la zone côtière représentée en bleu sur la figure 3.10b pour les périodes novembre 2009-juillet 2010 (a), novembre 2010-juillet 2011 (b), novembre 2011-juillet 2012 (c) et novembre 2012-juillet 2013 (d). Les rectangles noirs sur la figure (a) représentent les emplacements des quatre grands filaments d'upwelling.

Figure 3.13 : Séries temporelles de l'indice MEI et la SST calculés dans les régions respectives des 4 filaments d'upwelling, matérialisées par les rectangles sur la Figure 3.11a.

Figure 3.14 : SST et indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir de la figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2009-2010. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisées par des lignes continues et discontinues.

Figure 3.15 : SST et indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir de la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2010-2011. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisées avec des lignes continues et discontinues.

Figure 3.16 : SST et indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir dans la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2011-

2012. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisées avec des lignes continues et discontinues.

Figure 3.17 : SST et indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir dans la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2012-2013. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisées avec des lignes continues et discontinues.

Figure 3.18 : Anomalies de SST normalisées, dérivées de la SST composite MODIS 8-jours pour la saison d'upwelling 2009 -2010 superposées aux trajectoires des bouées dérivantes de surface. Les Cartes MODIS sont centrées le 10 décembre 2009 (a), le 16 janvier 2010 (b), le 17 février 2010 (c), le 21 mars 2010 (d), le 22 avril 2010 (e) et le 8 mai 2010 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

Figure 3.19 : Identique à la Figure 3.14 mais durant la saison d'upwelling 2010-2011. Les Cartes MODIS sont centrées le 24 novembre 2010 (a), le 26 décembre 2010 (b), le 17 février 2011 (c), le 13 mars 2011 (d), le 22 avril 2011 (e) et le 8 mai 2011 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

Figure 3.20 : Identique à la Figure 3.14 mais durant la saison d'upwelling 2011-2012. Les Cartes MODIS sont centrées le 24 novembre 2011 (a), le 26 décembre 2011 (b), le 24 janvier 2012 (c), le 25 février 2012 (d), le 20 mars 2012 (e) et le 21 avril 2012 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

Figure 3.21 : Identique à la Figure 3.14 mais durant la saison d'upwelling 2012-2013. Les Cartes MODIS sont centrées le 9 décembre 2012 (a), le 16 janvier 2013 (b), le 25 février 2013 (c), le 21 mars 2013 (d), le 14 avril 2013 (e) et le 16 mai 2013 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

Figure 3.22 : Champ de vitesse moyenne Pseudo-Eulerienne et ellipses de variance de vitesse dérivés des observations moyennées dans des boîtes de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ durant les saisons d'upwelling 2009-2013 (novembre-mai).

Figure 3.23: (a) SST du modèle (trait plein noir), SST AVHRR (tirets noirs) et indice d'upwelling (tirets bleus). (b) courant méridien géostrophique (cm/s) du modèle (trait plein noir) et AVISO (tirets noir). Tous les paramètres sont moyennés spatialement dans la boîte (de la côte à 18°W , $14\text{-}15^{\circ}\text{N}$).

Figure 3.24: Structure verticale de la température (en $^{\circ}\text{C}$, contour tous les 1°C) moyennée dans la boîte localisée entre la côte et 18°W et entre 14°N et 15°N .

Figure 3.25 : Structure verticale du courant méridien (en cm/s) moyenné dans la boîte localisée entre la côte et 18°W et entre 14°N et 15°N.

Figure 3.26: Moyennes mensuelles de la vitesse du vent (trait plein) et du MEI dans la boîte (de la côte à 18°W, 14°N-15°N) sur la période 2008-2011.

Figure 4.1 : Ecart-type de la SST (°C) de la configuration ORCAR025 du modèle NEMO.

Figure 4.2: Courbes temporelles du cycle saisonnier moyen des termes du bilan de chaleur (a) moyennés dans une boîte (19°N-25°N et de la côte à l'isobathe 200 m); le forçage atmosphérique (ligne pleine noire), l'advection zonale (ligne pleine verte), l'advection méridienne (ligne pointillée verte) l'advection horizontale (violet), le terme vertical (ligne pointillée rouge), les termes océaniques (ligne pleine rouge), le bilan de chaleur (ligne pointillée noire) et (b) flux solaire (rouge), flux turbulents (vert), flux de chaleur net (noir), la tension du vent (violet) et la profondeur de la couche de mélange (bleu), moyennés dans la même boîte indiqué précédemment.

Figure 4.3: Identique à la figure 4 mais en moyenne entre 12°N-18°N.

Figure 4.4 : Identique à la Figure 5 mais en moyennée entre 7°N-12°N.

Chapitre 1 : Introduction

1.1. Présentation du Sujet

Le volet intitulé circulation et variabilité des «Systèmes d'Upwellings Tropicaux Est» (SUTE) du programme de recherche «Atlantic North Eastern Tropical Upwelling System» (ANETUS) a pour objectif principal d'apporter une meilleure compréhension de la circulation, du forçage et de la variabilité du système d'upwellings au large de l'Afrique de l'Ouest.

Dans cette thèse, l'upwelling des Canaries sera abordé sous son aspect dynamique et thermodynamique, avec un accent particulier sur l'upwelling au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie. Nous définissons le système d'upwelling Sénégal-mauritanien (SUSM) du SUTE au large de l'Afrique de l'ouest comme étant la partie sud du système des Canaries, comprise entre 7°N-25°N, 12°W-26°W. La variabilité de la circulation océanique dans le SUSM reste encore un sujet d'étude pour la communauté scientifique à travers des projets et programmes de recherche en cours. Il est néanmoins prouvé que l'atmosphère et l'océan communiquent entre eux au travers de leurs couches limites, où la turbulence est prédominante et, dont les profondeurs sont fortement conditionnées par les échanges air-mer (Wang *et al.*, 2004). Ces échanges air-mer dépendent des conditions de surface de la mer (*e.g.* Sea Surface Temperature 'SST', courant) et celles de la couche limite atmosphérique (*e.g.* vent, humidité). La couche de mélange océanique est primordiale dans l'étude des systèmes océanique et climatique, puisqu'elle est non seulement le support des mouvements océaniques de surface mais aussi une véritable couche de stockage de quantités océaniques et atmosphériques de diverse nature. Les flux verticaux, atmosphériques de chaleur et océaniques de nutriments y constituent respectivement des réservoirs d'eau chaude ou froide, et des conditions de production biologique. C'est ainsi que l'une des questions scientifiques majeures réside dans la compréhension des mécanismes océaniques et/ou atmosphériques qui contrôlent la variabilité de la température de la couche de mélange océanique au sein du SUSM.

Le SUSM est le lieu de résurgence d'eaux froides qui se manifestent généralement en hiver et au printemps au large du Sénégal et pratiquement toute l'année le long des côtes de la Mauritanie. Leur apparition est conditionnée par l'existence de l'upwelling côtier qui est généré par les alizés de l'hémisphère Nord. Cette remontée d'eau s'accompagne d'une remontée des isothermes côtiers et de la thermocline. Pour le reste de l'année, c'est-à-dire, de juin à octobre, les eaux chaudes équatoriales envahissent les régions côtières ouest africaines

jusqu'à environ 18°N. Cette alternance saison froide, saison chaude est liée à la migration saisonnière de la zone de convergence intertropicale qui atteint respectivement ses positions extrêmes sud et nord en hiver et en été. Ainsi, la température de surface de la mer dans le SUSM peut connaître une amplitude saisonnière moyenne de l'ordre de 10°C. Lorsque l'upwelling côtier est bien établi, sa partie ouest étant en contact avec les eaux chaudes du large, il se produit des gradients importants de la température de surface (fronts d'upwelling). En réalité, le vent ne souffle pas de manière continue mais se manifeste par une alternance d'épisodes de forts vents (coups de vent) et de relaxation. En réponse à ce forçage atmosphérique, l'upwelling se caractérise par des périodes d'intenses résurgences suivies de relaxation, formant ainsi des cycles d'upwelling. Durant un cycle, les vents parallèles à la côte s'intensifient et emportent les eaux froides vers le large sous forme de « plumes » ou filaments qui reviennent à la côte durant les périodes de relaxation. Le système d'upwelling des Canaries, en particulier l'upwelling Sénégal-Mauritanien n'avait pas attiré autant d'attention que ceux du Benguela, du Humboldt et de la Californie en raison de manque d'observations in-situ. Aujourd'hui, le développement en cours d'une plateforme de modélisation et d'observations du SUSM (bouées dérivantes, observations satellitaires, modèles océaniques et atmosphériques) permet d'entreprendre une étude dynamique et thermodynamique de l'upwelling Sénégal-Mauritanien dans cette présente thèse.

1.2. Formulation de la problématique d'étude

Les objectifs affichés dans cette thèse devront permettre d'apporter des réponses ou des éléments de réponses aux questions suivantes :

1. Quelles sont les principales caractéristiques du SUSM obtenues à partir de mesures directes *in situ* (observations réalisées à l'aide de bouées dérivantes), de données satellitaires (température de surface de la mer) et d'autres données auxiliaires (indice d'upwelling et produit de vent issus de l'océanographie spatiale), durant les saisons d'upwelling de 2009 à 2013?

2. Quels sont les processus océaniques et atmosphériques qui pilotent la variabilité des températures de surface de la mer dans le SUSM ? S'agit-il du flux de chaleur atmosphérique,

de l'advection horizontale de température des eaux, de l'entraînement ou du mélange vertical des couches de surface ?

1.3. Approche méthodologique

Pour combler une lacune d'étude du SUSM principalement basée sur les observations, une étude systématique des événements d'upwelling et de filaments d'eaux froides est proposée à l'aide de mesures directes *in situ* des bouées dérivantes, de SST satellitaires, d'indices d'upwelling et de vent à la surface de la mer, dans le but de décrire les principales caractéristiques de l'upwelling au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie de 2009 à 2013. L'utilisation d'une sortie interannuelle (2009-2011) de la configuration ORCA12 ($1/12^\circ \sim 8$ km) du modèle NEMO de l'équipe DRAKKAR permettra de mettre en évidence la disparité entre ces différentes années, en termes de structure thermique et dynamique en profondeur.

Pour qualifier, quantifier et diagnostiquer les processus atmosphériques et océaniques impliqués dans la variation saisonnière des SST dans le SUSM, le budget climatologique de température de la couche de mélange sauvegardé en cours de simulation de la configuration ATL TROP025 ($1/4^\circ$ 25 km) du modèle NEMO sera exploité. Ce qui permettra non seulement d'identifier les causes du cycle saisonnier de la SST et les mécanismes océaniques et atmosphériques en jeu sur cette variabilité, mais aussi de quantifier le rôle relatif des courants latéraux, de l'upwelling et des flux atmosphériques dans la variabilité de la température de surface.

Nous avons reconstruit en offline le terme du mélange vertical du modèle pour déterminer les processus physiques responsables de sa génération et de sa variation, mais aussi son niveau de responsabilité dans la contribution de l'océan à l'évolution de la SST. Par ailleurs, une analyse portera précisément sur le plateau continental (de la côte à l'isobathe 200 m) subdivisé en boîtes, où l'on représentera tous les termes du bilan de chaleur. Cette approche permettra de mieux déterminer la variabilité temporelle et longitudinale des termes du bilan de chaleur de la couche de mélange sur le plateau continental et les facteurs qui la pilotent.

1.4. Présentation du plan du manuscrit

La présentation de la problématique relative à la dynamique et à la thermodynamique nous a permis de dégager un certain nombre d'axes de travail que nous allons aborder dans cette thèse et d'identifier les moyens utilisés pour parvenir aux résultats attendus. Dans le chapitre 2, on présentera l'état des connaissances dans l'Atlantique Tropical et en particulier dans le SUSM.

Le chapitre 3 traitera de la description des principales caractéristiques des événements d'upwelling au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie de 2009 à 2013 à partir des observations de bouées dérivantes et de satellites, et a pour objectif de mieux observer et comprendre la dynamique de l'upwelling.

Dans le chapitre 4, nous étudierons plus précisément, à l'aide du modèle numérique NEMO, la variabilité saisonnière de la température de surface. Les différents éléments atmosphériques et océaniques en jeu sur la variation de la SST y seront qualifiés, quantifiés et diagnostiqués.

Enfin, dans le chapitre 5, nous présenterons la synthèse des principaux résultats obtenus dans cette thèse ainsi que quelques axes de recherches à poursuivre dans le SUSM.

Chapitre 2 : Caractéristiques atmosphériques et océaniques de l'Atlantique Tropical

L'Atlantique Tropical couvre une grande partie de l'océan Atlantique et joue un rôle clé dans la redistribution méridienne vers les pôles de la chaleur accumulée à l'équateur. Conditionnés par la SST, les transferts atmosphériques d'énergie cinétique entre la zone tropicale et les latitudes supérieures, s'effectuent par l'intermédiaire du jet-stream subtropical dont la position paraît dépendre directement des anomalies de la circulation atmosphérique tropicale. L'étude de la SST tropicale et de ses variations annuelle et interannuelle est donc particulièrement importante pour la connaissance des phénomènes climatiques de grande échelle (Bjerknes, 1969).

Les régions de l'Atlantique Tropical qui abritent de fortes variabilités océaniques et atmosphériques sont respectivement les zones de résurgence océanique (upwelling) et de convergence intertropicale, siège de la convergence des vents inter hémisphériques et d'une forte convection atmosphérique. Par ailleurs, la SST exerce une influence significative sur le climat des régions environnantes (Carton et Huang, 1994 ; Chang *et al.*, 2006).

L'importance de ces différentes problématiques est à l'origine de l'émergence de nombreux programmes internationaux dédiés à l'étude de la variabilité de l'océan Atlantique Tropical comme la composante océanique EGEE du projet AMMA, consacrée à l'étude des processus qui régissent la température de surface de l'océan et la couche de mélange. Ce programme s'est également intéressé à la circulation océanique et à sa variabilité dans la région du GG. Cette thèse s'inscrit complètement dans le programme ANETUS, dont l'objet est d'améliorer la compréhension et la modélisation de l'océan et la variabilité du couplage océan-atmosphère dans le système d'upwelling tropical de l'est de l'Atlantique nord. Le projet est motivé par l'existence de périodes anormalement arides ou humides, de décalages saisonniers de mousson et une forte variabilité des ressources halieutiques associées à ce système, qui ont des conséquences importantes sur la sécurité alimentaire, les ressources en eau et la santé. L'influence du SUSM sur le climat côtier et la production des ressources halieutiques des pays riverains à travers la variabilité de la circulation océanique et des conditions de SST justifie l'étude, dans cette thèse, des mécanismes atmosphériques et/ou océaniques qui modulent la SST et la dynamique des masses d'eaux dans le SUSM.

Dans ce chapitre, les principales caractéristiques de l'Atlantique Tropical nord en lien avec la variabilité de la couche de surface sont présentées. Dans un premier temps la circulation atmosphérique est présentée, puis nous décrivons les flux à l'interface air-mer dont les effets dynamiques ou thermodynamiques sont directes sur les couches superficielles de l'océan. Ensuite, la circulation océanique et les différents types de masses d'eaux sont

examinés. Celle-ci influe sur la température par advection et mélange induit par les cisaillements de courants. Nous terminons par un exposé des mécanismes de l'upwelling côtier et son impact sur l'écosystème, et une description de la température de surface de la mer.

2.1. La circulation atmosphérique

La compréhension de la dynamique atmosphérique de l'Atlantique tropical est primordiale pour une meilleure connaissance de la région d'étude. En effet, les conditions atmosphériques dans le SUSM sont fondamentalement liées à la dynamique de l'ensemble du bassin.

L'existence des centres d'actions permanents des hautes pressions des anticyclones des Açores dans l'hémisphère Nord et de Saint Hélène dans l'hémisphère Sud, conditionne la circulation atmosphérique dans les basses couches. Leurs flux dominant la zone maritime et favorisent le déplacement des masses d'air des hautes pressions tropicales vers les basses pressions équatoriales. Les variations d'intensité et de position des centres anticycloniques déterminent l'évolution saisonnière des vents de surface. La limite entre les vents de nord-est et de sud appelés alizés est représentée par la zone appelée Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). C'est une zone dépressionnaire associée à de fortes convections atmosphériques, des masses d'eau chaudes à la surface de l'océan, ainsi que de fortes pluies. La ZCIT migre pendant l'été boréal vers le nord (5°N à l'ouest et 15°N à l'est) (Figure 2.1), occasionnant de fortes pluies sur le continent ouest africain. Les alizés de sud-est rejoignant la ZCIT, s'intensifient sur le bassin tropical, et au passage de l'équateur basculent en vent de sud-ouest, du fait de l'inversion de la force de Coriolis, et ce particulièrement dans la partie est du bassin, au dessus du GG. Cette variabilité climatique annuelle est connue sous le nom de Mousson Africaine (AM). Inversement, la ZCIT se déplace vers le sud et atteint sa position la plus proche de l'équateur (0°N à l'ouest et 5°N à l'est) dès janvier (Figure 2.1). Cette oscillation entraîne l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies dans la bande tropicale.

Par ailleurs, La surface océanique joue un rôle primordial du fait du gradient thermique saisonnier existant entre le continent et l'océan. L'atmosphère et le continent se réchauffent (en été boréal) ou se refroidissent (en hiver boréal) plus rapidement que l'océan.

Cette situation entraîne des gradients thermiques importants qui influencent les alizés dans les zones continentales en imposant une circulation des régions froides vers les régions chaudes.

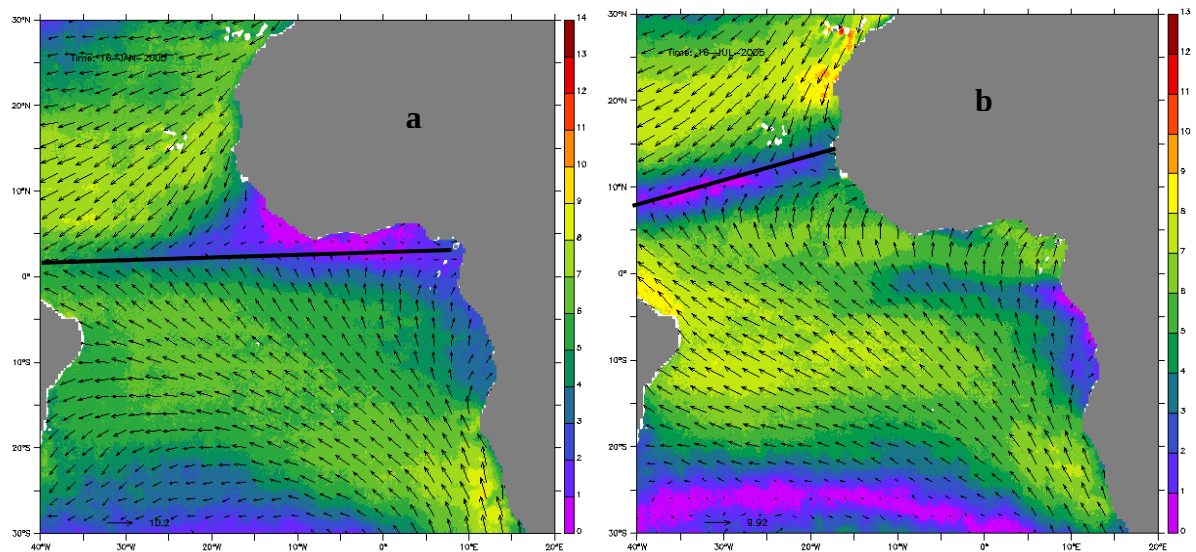


Figure 2.1 : Circulation atmosphérique de surface dans l’Atlantique Tropical à partir des vents (25 km de résolution) du capteur « SeaWinds » à bord du satellite QuikSCAT de la NASA. La norme de la vitesse (en couleur en m/s) et la vitesse (flèche) ; (a) en janvier et (b) en juillet et la ligne noire représente la ZCIT.

Les alizés de sud-est sont plus intenses en août-septembre quand la ZCIT est à sa position la plus septentrionale, correspondant au déplacement vers le Nord des anticyclones subtropicaux (Peterson and Stramma, 1991). Inversement, les alizés sont plus faibles à l’équateur en mars-avril quand la ZCIT est à son voisinage. En conséquence, la variabilité de la tension du vent est sujette à des oscillations saisonnières de la ZCIT.

Dans l’Atlantique Tropical nord, en saison froide, l’anticyclone des Açores se situe dans une bande latitudinale de 25°N-30°N, entre les archipels des Canaries et des Açores, alors que la ZCIT remonte au nord de 2°N sur les côtes africaines. Les gradients de pressions sont affaiblis, réduisant au minimum la vitesse des vents. En avril, et surtout en mai, l’anticyclone des Açores se déplace plus au sud entraînant la formation de gradients de pressions très marqués et l’augmentation de la force des vents. En Août-Septembre, l’anticyclone des Açores occupe sa position la plus au nord, ce qui affaiblit les gradients de pression dans la zone et par conséquent, la vitesse des alizés. Dans le SUSM, notamment dans la région de Nouadhibou, les alizés prédominent toute l’année 63,1% (230 jours par an) pour les vents de N-NE et 23% (soit 84 jours par an) de NW-N. A la latitude du cap Blanc, la

vitesse moyenne des alizés est relativement élevée (entre 6 et 8 m/s) avec des pointes par moment supérieures à 15 m/s. D'octobre à mars on peut observer de courtes périodes de vents de secteur Est, parfois violents (harmattan). Les périodes de calme (vitesse de vent inférieur ou égale 1 m/s) sont peu nombreuses et rarement de longues durées. Au sud du cap Timiris, le régime des alizés est remplacé par les vents de secteur Est (l'harmattan y est plus sensible qu'à Nouadhibou).

Les variations temporelles des vents près de la côte ont des périodes typiques de 5 à 10 jours, échelle temporelle dans laquelle les variations de l'upwelling se produisent, renforcées par les fluctuations des vents locaux. La réponse de l'océan côtier à ces fluctuations temporelles des vents locaux, à l'échelle du plateau continental, se fait sentir en quelques heures dans la couche de surface et un jour pour toute la colonne d'eau. Il y a cependant des événements d'upwelling dont les périodes varient de 5 à 7 jours qui ne sont pas associés au forçage du vent local (Mittelstaedt, 1982).

Le régime du vent dominant dans les environs de Nouadhibou peut connaître de profonds changements tant qualitatifs que quantitatifs comme ce fût le cas pour la période 1955-1982 (Arfi, 1985). Cet auteur récuse la régularité et la constante du vent dans ce secteur pourtant largement admise auparavant (Maigret, 1972).

Le balancement saisonnier des deux anticyclones de l'Atlantique tropical se traduit par l'alternance de deux saisons aux caractéristiques bien marquées au Sénégal. En hiver et au printemps, de novembre à mai, un régime d'alizés s'établit. Au cours de cette saison, la vitesse du vent croît régulièrement du mois d'octobre au mois de décembre pour atteindre, en moyenne, 5 m/s (Roy, 1989). La vitesse du vent se stabilise autour de cette valeur du mois de décembre à la première quinzaine de février. Après un nouvel accroissement en février et mars, les vitesses maximales sont enregistrées au cours du mois d'avril.

De novembre à mai, les alizés continentaux (vent de secteur N-NE) et les alizés maritimes (secteur NW-N) sont prépondérants. Au cours des mois de décembre et janvier, les vents de secteur N-NE représentent 60 % des observations et les vents de secteur NW-N environ 30%. A partir de la deuxième quinzaine de janvier, une rotation des vents vers l'Ouest apparaît, les fréquences des vents de secteur NW-N augmentent pour atteindre leur valeur maximale en mai avec plus de 60% des observations. En saison d'alizés, les vents de secteur N-NE ont une vitesse moyenne supérieure d'environ 0,5 m/s à celle des vents de secteur NW-N (Roy, 1989).

En été et en automne, de juin à octobre, les alizés de nord sont remplacés par un régime de vents variables et instables dont les vitesses minimales sont observées pendant le mois de septembre. En effet, à cette période, la ZCIT atteint la latitude du Sénégal, où s'établit un régime de vents variables en force et en direction, avec notamment un flux de mousson chargé d'humidité, responsable de la pluviométrie sur le continent. A la fin de l'été, une température de l'eau élevée et un vent faible peuvent favoriser la formation de zones orageuses souvent originaires du Sud, et accompagnées de vents forts pouvant dépasser 15 m/s pendant une courte période (Rébert, 1983). Les plus fortes valeurs de vents « calmes ou variables » sont observées à la fin de l'été au cours du mois de septembre (Roy, 1989). De juin à septembre, les alizés maritimes de secteurs SW-W, W-NW et NW-N sont prépondérants.

Dans la région sud, la direction la plus fréquente en période de saison sèche est celle des flux provenant du Nord et de l'Est (N-NE à N-NW) correspondant aux alizés issus de la ceinture des hautes pressions tropicales. Dans le domaine méridional, la saison humide se manifeste dès le mois de mai, alors qu'elle est beaucoup plus tardive dans le Nord. La prédominance des vents d'Ouest et de SO à S-SO se fait alors nettement sentir et l'ensemble de la région est progressivement couverte par la mousson.

2.2. Les flux de chaleur à l'interface air-mer

Les flux de chaleur à l'interface air-mer participent considérablement à l'équilibre océan-atmosphère. En effet, l'océan perd de la chaleur par les flux de chaleur sensible, latente et infrarouge et en gagne par le flux solaire. La moyenne annuelle et la saisonnalité de ces flux de chaleur sont reproduites sur les figures 2.2 à 2.6. Le flux solaire est compris entre 160 et 280 W/m² en moyenne annuelle et saisonnière. Il présente un cycle saisonnier annuel et semi-annuel au nord et sud de 12°N, respectivement, avec un premier minimum pendant le déclenchement de la saison d'upwelling (novembre-janvier) et un second au sud de 12°N, associé à la ZCIT (Figure 2.2). Le maximum est atteint autour de 20°N d'avril à juin. La moyenne annuelle présente un maximum au-dessus des régions d'upwellings côtiers (Sénégal-Mauritanien, Angola) et équatorial.

Le flux de chaleur infrarouge présente un cycle saisonnier annuel, avec un maximum de -100 W/m² pour la période d'upwelling où les SST sont froides et un minimum de -40 W /m² au dessus des SST chaudes (Figure 2.3).

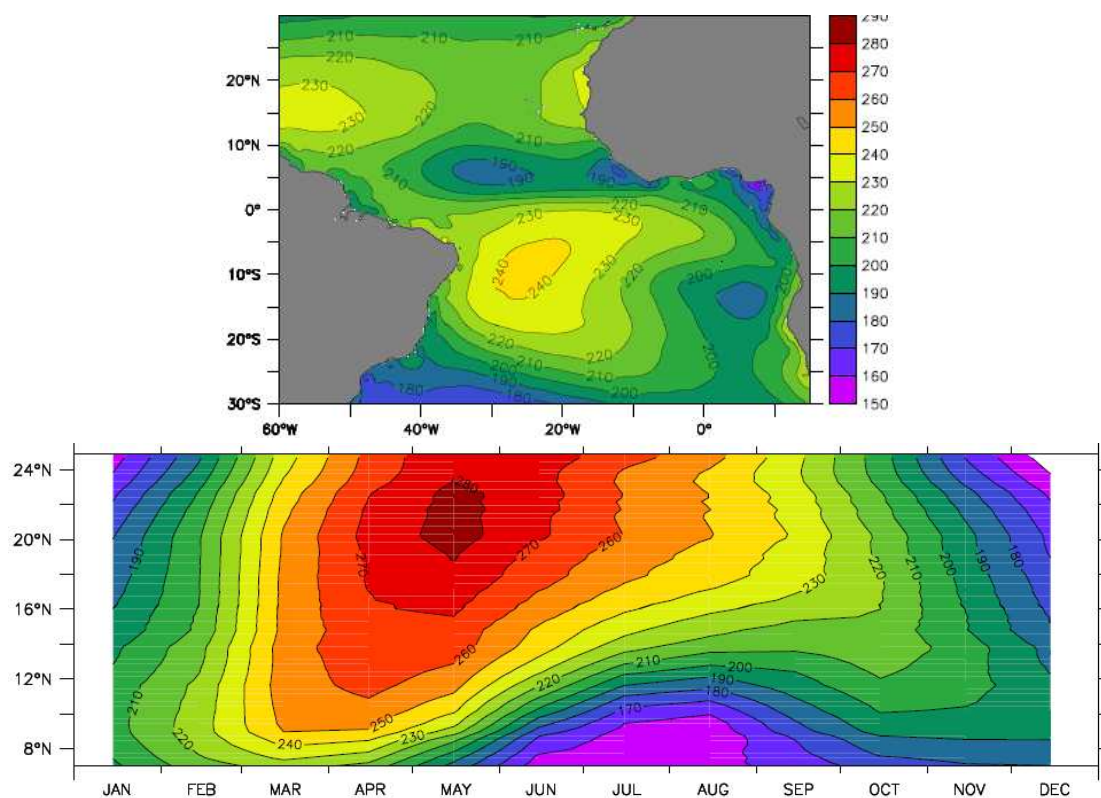


Figure 2.2 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur solaire (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

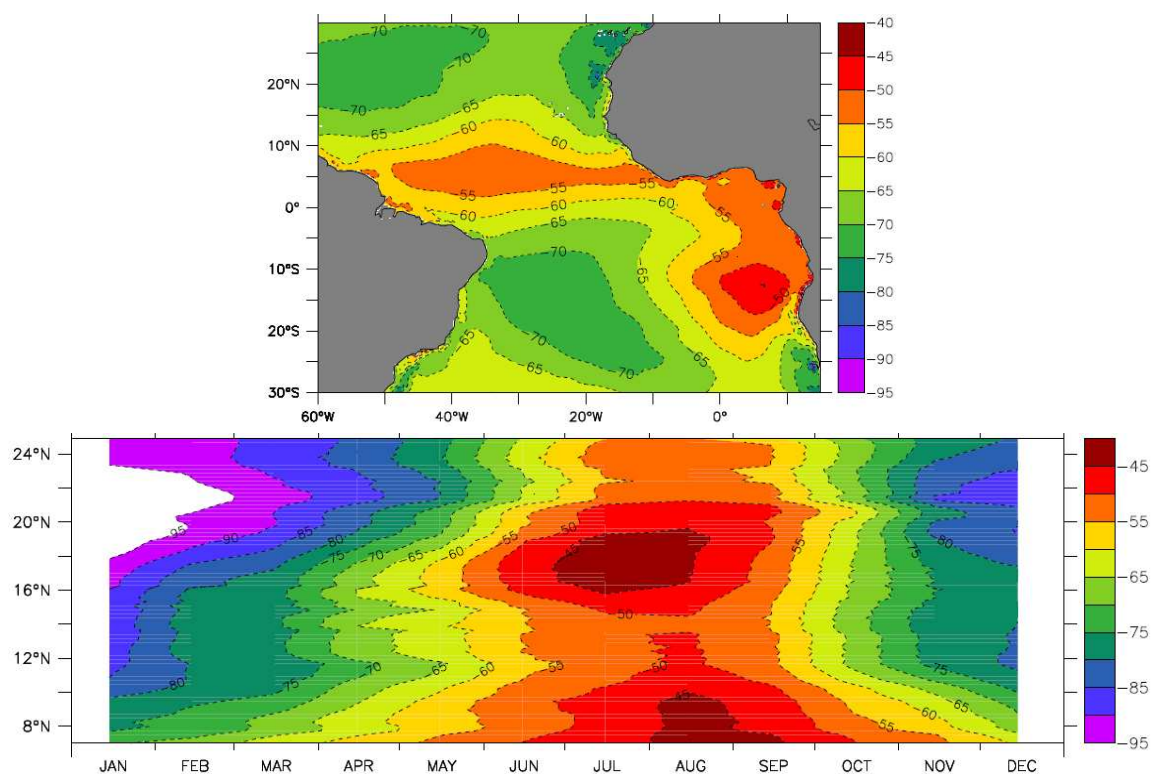


Figure 2.3 Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur infrarouge (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

Le flux de chaleur latente qui dépend du vent et du gradient d'humidité entre les basses couches atmosphériques et la surface de l'eau joue un rôle particulièrement important en Atlantique Tropical (Figure 2.4), en particulier dans ses interactions avec la SST. Il est compris entre -160 à -30 W/m² en moyenne annuelle et saisonnière. D'ailleurs, en moyenne annuelle, il est relativement faible dans la bande équatoriale, et est globalement beaucoup plus faible le long des côtes africaines lors de la remontée des eaux froides depuis la subsurface et maximum au niveau des gyres subtropicales. Sur les côtes Sénégal-mauritaniennes, son cycle saisonnier est beaucoup plus marqué au Sénégal avec une augmentation progressive d'octobre à janvier où il atteint -170 W/m². Il est relativement faible pour le reste de l'année et atteint son minimum entre mars et mai. Dans la partie nord (Mauritanie), le flux de chaleur latente atteint un minimum (-40 W/m²) en août-septembre.

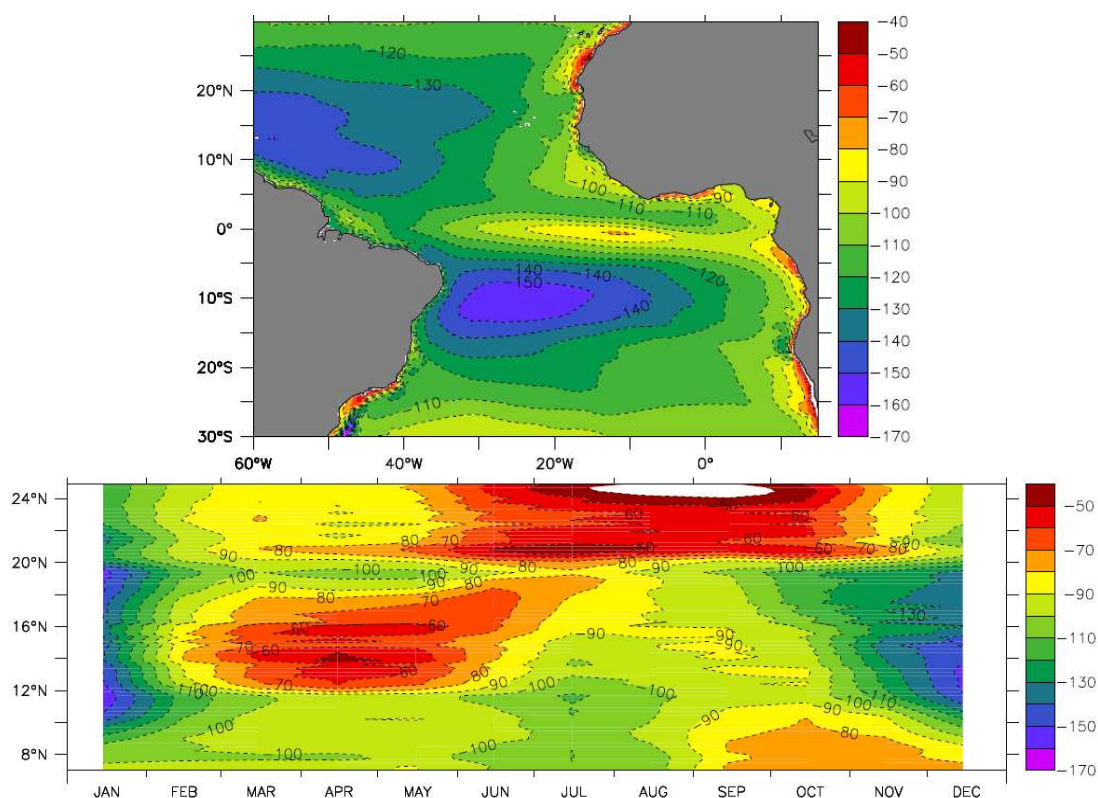


Figure 2.4 Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) le (en bas) du flux de chaleur latente (en W/m²) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

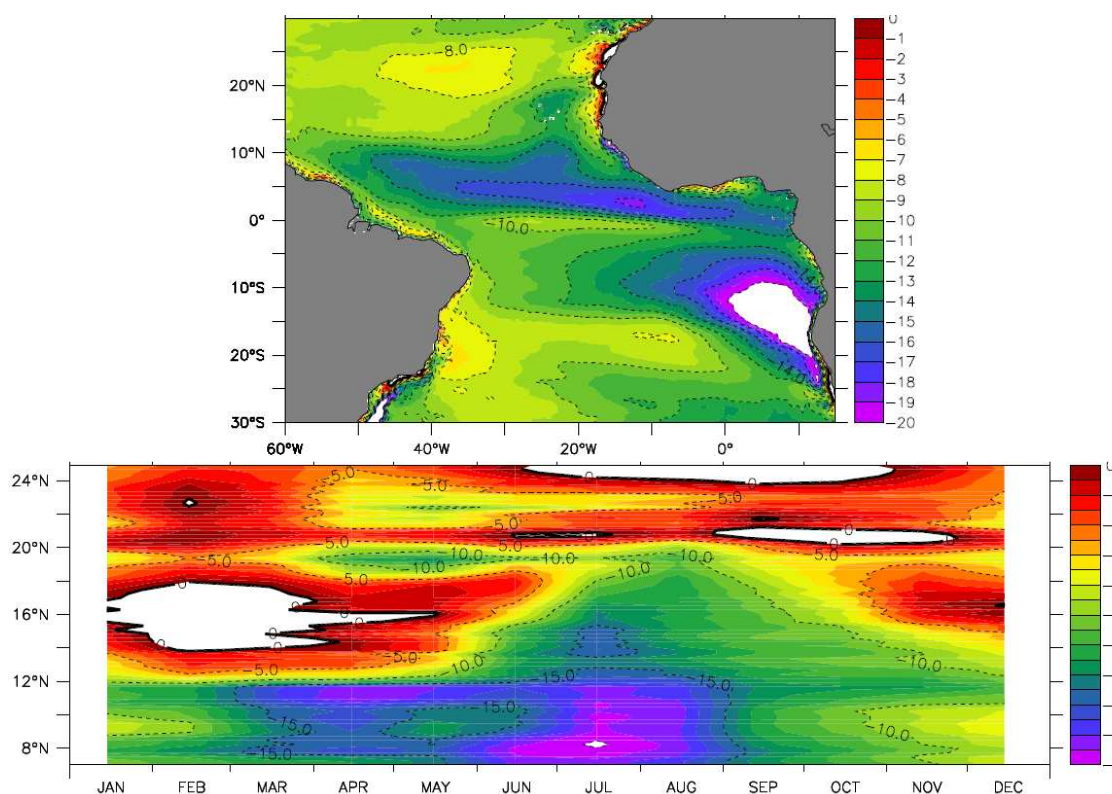


Figure 2.5 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur sensible (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes.

Sources : ECMWF.

Le flux de chaleur sensible est faible avec des valeurs comprises entre -30 et 10 W/m^2 en moyenne annuelle et saisonnière. Il dépend de la différence de température entre la surface de l'eau de mer et l'air en contact, qui est faible, et de la vitesse du vent (Figure 2.5). Ce flux est faible sur les régions d'upwelling côtier et équatorial et maximum autour des latitudes 10°N et -10°S . Son cycle saisonnier est marqué par deux maxima au sud de 12°N en avril et en juillet et deux minima en février-mars autour de 16°N et en août-septembre au nord de 24°N .

Enfin, Le flux net de chaleur (Figure 2.6), qui représente la somme des flux de chaleur sensible, latente, infrarouge et solaire, présente un maximum dans les régions d'upwelling côtier et équatorial. Il présente un cycle saisonnier semi-annuel au sud de 12°N , avec un minimum de -20 W/m^2 en juillet et un maximum de 70 W/m^2 en avril. Au nord de 12°N , le cycle saisonnier est annuel avec des valeurs comprises entre 0 - 70 W/m^2 de novembre à janvier et puis une augmentation progressive de février à avril-mai dans la partie centrale où il atteint 150 W/m^2 et de février à juillet-août dans la partie septentrionale avec des maxima de

l'ordre de 170 W/m^2 . Le flux de chaleur net montre une répartition spatiale et temporelle identique à celles du flux de chaleur latente et de la SST.

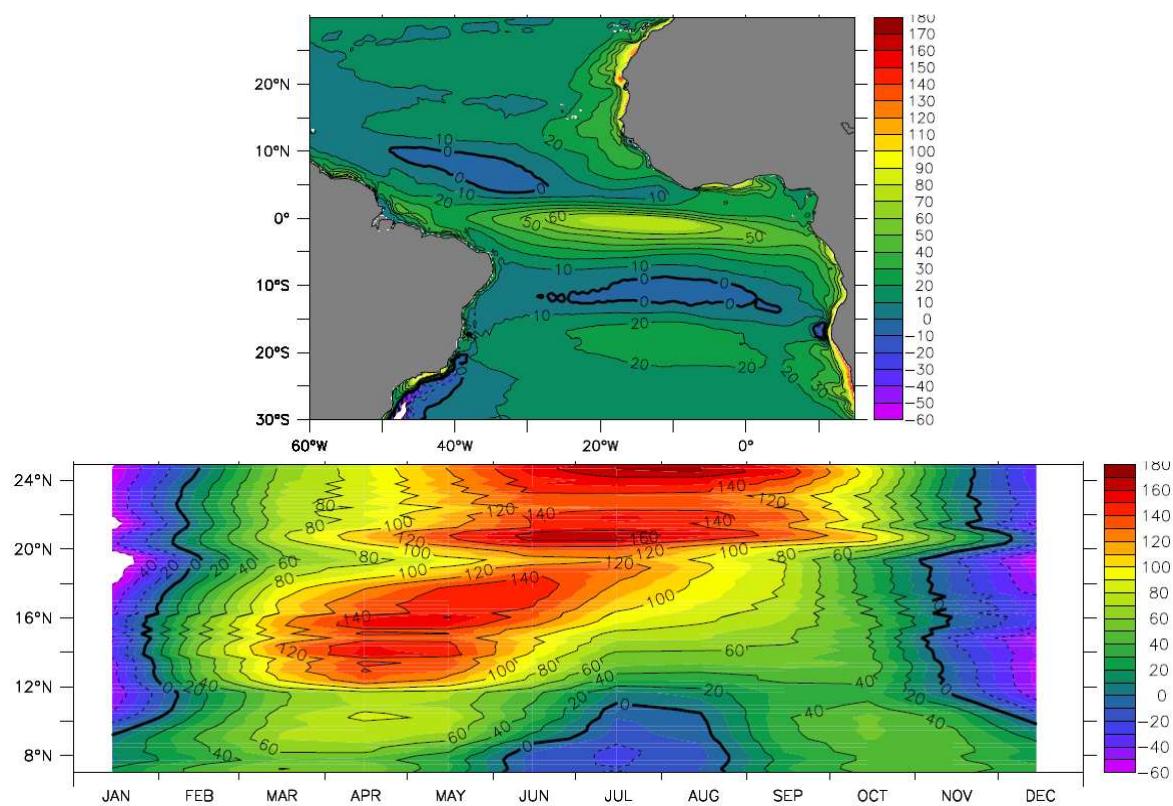


Figure 2.6 : Moyenne temporelle 1988-2000 (en haut) et cycle saisonnier moyen (1988-2000) (en bas) du flux de chaleur net (en W/m^2) le long des côtes sénégal-mauritaniennes. Sources : ECMWF.

2.3. Conditions océaniques

2.3.1. La circulation de surface et de subsurface

La circulation de surface et de subsurface en Atlantique Tropical est forcée par le vent, principal moteur de la circulation océanique de surface, et subit l'influence de la force de Coriolis qui décroît vers l'équateur.

Par ailleurs, la circulation océanique de surface et de subsurface est à l'origine de nombreux processus qui conditionnent l'évolution de la SST, comme les advections de température, ou encore la génération d'ondes par les cisaillements horizontaux et verticaux entre les différents courants. En région tropicale de bord est, cette influence est

particulièrement manifeste. Les grandes structures de la circulation générale de cette région ont été déterminées à partir des observations des champs de densité et de vitesse géostrophique associés (Stramma, 1984). La Figure 2.7 montre le schéma de la circulation superficielle avec ses principaux courants dans le SUSM :

- le Courant des Canaries (CC) constitue le courant de limite Est de la gyre subtropicale Nord Atlantique et est généralement considéré comme la zone de transition entre l'océan ouvert et la zone côtière;
- le Courant Nord Equatorial (NEC) constitue la branche sud de la gyre subtropicale Nord Atlantique et s'écoule vers l'ouest;
- le Contre Courant Nord Equatorial (NECC) se dirige vers l'Est contre les vents dominants entre 5°N et 10°N ;
- le Dôme de Guinée (DG) présentant une circulation cyclonique est la partie de la crête zonale de la thermocline et apparaît comme une « montagne » entre le NEC et le NECC ;
- le courant mauritanien (MC) représente une bifurcation du NECC vers le nord le long de la côte.

Le signal saisonnier de la circulation de surface reflète la réponse de l'océan à la variabilité saisonnière des vents alizés et au déplacement méridien de la ZCIT.

Du point de vue hydrologique, le CC est la première conséquence des alizés. Ses caractéristiques et sa limite sud sont liées à la migration méridienne de l'ITCZ. En hiver, l'ITCZ est en position au sud, les alizés sont à leur vitesse maximale, c'est aussi le cas pour le Courant des Canaries (Fedoseev, 1970) avec des vitesses maximales pouvant atteindre plus de 75 cm/s pendant qu'il traverse l'archipel des Canaries.

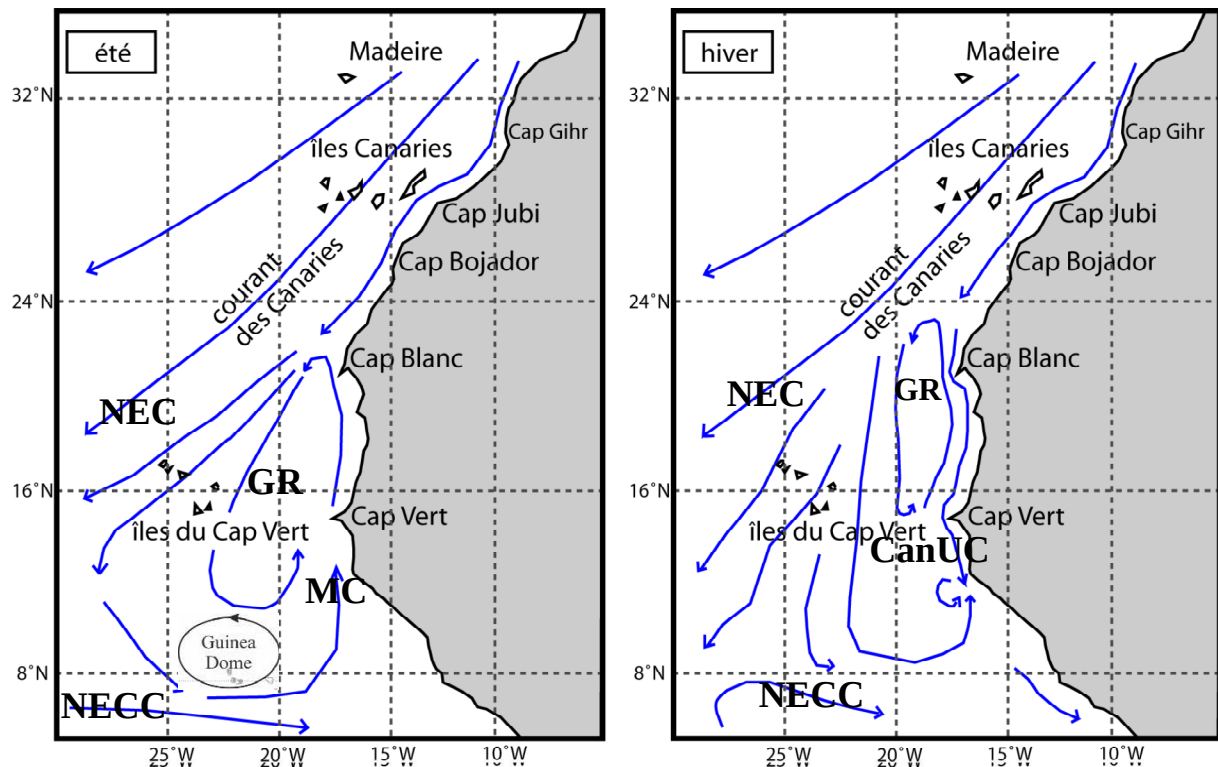


Figure 2.7 Circulation de surface de l'océan d'après Barton (1998), pour l'hiver et l'été. CanUC (Canary Upwelling Current), GR (Recirculation Gyre), NEC (North Equatorial Current), NECC (North Equatorial CounterCurrent) et MC (Mauritania Current).

Le CC se déplace parallèlement au littoral en formant des tourbillons cycloniques sur le plateau et se détache de la côte entre 20°N et 25°N. A la latitude des îles du Cap Vert, il se joint au NEC formant un écoulement vers l'ouest (Mittelstaedt, 1991). Stramma and Siedler (1988) trouvent que le CC est fort en été près de la côte et en hiver à l'ouest des îles Canaries. Lazaro *et al.*, (2005) présente le CC comme un flux vers le sud le long de la côte africaine entre les caps Blanc et Vert, avec des vitesses allant jusqu'à 20 cm.s^{-1} . Au printemps, le CC s'affaiblit en raison de la relaxation des alizés. En été, la remontée de la ZCIT au nord provoque l'affaiblissement des alizés et réduit l'apport d'eau en provenance du Nord. Le CC s'affaiblit et s'éloigne de la côte. Les gyres cycloniques sur le plateau s'affaiblissent ou disparaissent complètement. A l'automne, le CC est à son niveau le plus faible (Lazaro *et al.*, 2005), mais certaines de ses caractéristiques sont très semblables à celles observées pendant l'hiver. Mason *et al.* (2011) montrent que le CC est sur une trajectoire bien définie et présente une variabilité saisonnière prononcée.

En plus, il existe un courant lié à l'upwelling appelé « Canary Upwelling Current (CanUC) ». Le CanUC, jet de surface vers l'équateur près de la côte associé à l'upwelling

(Pelegri *et al.*, 2006), est présent pendant une bonne partie de l'année sur le plateau nord-ouest africain. En fin d'automne, la partie du CanUC près de l'archipel des Canaries s'inverse et, dans les environs de Cap Ghir, se détache de la côte en direction du large. Pelegri *et al.* (2005) spéculent que cela conduit à la formation, en hiver, d'une grande cellule de circulation cyclonique qui s'étend autour de l'archipel.

Le NEC, quand à lui, résulte de la bifurcation vers l'ouest du CC au niveau du Cap Blanc (Mittelstaedt, 1991) ou plus au nord (Hagen, 2001). Il s'écoule vers l'Ouest dans une bande de latitudes comprises entre 12°N et 18°N à une vitesse de 10-15 cm/s (Bourles *et al.*, 1999). Sa zone de transition avec le NECC se produit à ~8°N en hiver et à ~11°N pour les autres saisons (Elmoussaoui *et al.*, 2005). Il est moins marqué en hiver alors qu'il est bien défini au printemps et en été comme un écoulement vers le sud-ouest à l'est de l'archipel du Cap-Vert. L'intensité du NEC ne souffre pas de variations significatives tout au long de l'année, avec des valeurs moyennes inférieures à 0,1 m/s (Lazaro *et al.*, 2005). Il atteint sa position la plus au sud au printemps. Le même auteur indique que le NEC migre vers le nord suivant le déplacement similaire du NECC, en été et en automne.

Le NECC est une composante majeure du système de courants zonaux et joue un rôle essentiel dans les flux de chaleur à travers la modulation de l'Atlantique Tropical (Philander and Pacanowski, 1986). En raison de son caractère sinueux, il est difficile de déterminer les limites méridionales du NECC. Son cycle saisonnier a été largement étudié depuis le début des années 80 (Garzoli and Katz, 1983; Richardson and Reverdin, 1987; Garzoli and Richardson, 1989; Garzoli, 1992; Korotaev and Chepurin, 1992; Polonsky and Artamonov, 1997; Yang and Joyce, 2006; Artamonov, 2006). Sa position présente également un grand cycle saisonnier (Mittelstaedt, 1991; Stramma *et al.*, 2005). Des Échosondeurs inversés installés le long de 28°W et 38,5°W ont montré que le NECC était situé entre 3°N et 9°N (Garzoli et Richardson, 1989; Garzoli, 1992). En automne, des bouées dérivantes se sont déplacées vers l'est dans la bande de 4°N à 10°N environ (Richardson *et al.*, 1987). Pendant l'hiver et le printemps les alizés de nord, assez intenses, sont responsables de l'affaiblissement du NECC, qui est repoussé vers l'équateur (Mittelstaedt, 1991). Fonseca *et al.* (2004) montrent que l'emplacement du NECC suit de près la migration annuelle de la ZCIT, sauf en février (position extrême sud de la ZCIT). Selon Lazaro *et al.* (2005) le NECC apparaît dès le printemps dans une bande limitée par 35°W-15°W et 5°N-6°N, avec une vitesse moyenne de 30 cm.s⁻¹, même si sa vitesse de base peut être aussi élevée que 60 cm.s⁻¹. Pendant l'été le NECC atteint sa position la plus septentrionale, vers 11°N, avec une vitesse de base inférieure

à 0,45 m/s. Il devient irrégulier en automne avec des vitesses de l'ordre de 80 cm.s^{-1} . Comme le NECC se rapproche de la côte africaine, certains de ses flux dérivent vers le nord, les autres vers le sud-est (Richardson *et al.*, 1987 ; Lazaro *et al.*, 2005). La dérive nord appelé Courant Mauritanie (MC) par certains auteurs, est responsable du transport d'eaux chaudes équatoriales oligotrophiques vers le nord. Le MC montre également un comportement saisonnier associé au NECC. En hiver et au printemps, le MC atteint la latitude 14°N . En été et en automne, en raison du renforcement du NECC et de l'affaiblissement des alizés du Nord, le MC atteint 20°N en latitude, juste au sud du Cap Blanc. Ses vitesses sont de l'ordre de 0.25 m/s, notamment entre 14°N et 17°N .

Une autre caractéristique importante dans la région d'étude est le Dôme de Guinée (DG) qui a été mis en évidence à partir de données d'observation. Le DG est caractérisé par des déplacements vers le haut des isothermes dans la thermocline à une profondeur de 300 m (Voituriez, 1981).

Le DG constitue un champ d'écoulement près de la surface à grande échelle associé au NEC, au NECC et au Sous Courant Nord équatoriale (NEUC) (Siedler *et al.*, 1992). Il présente une circulation cyclonique caractérisée par une variabilité saisonnière assez importante. En effet, le déplacement vers le haut des isothermes est plus visible en été/automne puis s'affaiblit en hiver (Siedler *et al.*, 1992; Yamagata et Lizuka, 1995), pouvant même disparaître (Voituriez, 1981; Lazaro, *et al.*, 2005). Sa position relativement stable, vers 12°N et $22\text{-}23^{\circ}\text{W}$, est montrée à partir des observations *in situ* et des données de modèle (Siedler *et al.*, 1992; Yamagata and Lizuka, 1995). Le DG est essentiellement généré par des champs de vent de grande échelle (Siedler *et al.*, 1992) , il est refroidi en été boréal et en automne par la divergence du transport de la chaleur liée au pompage Ekman local (Yamagata et Lizuka, 1995). Cette évolution positive du pompage est associée à la mousson ouest-africaine et aux alizés du nord-est de grande envergure qui convergent dans la ZCIT. En utilisant les données satellitaires, Lazaro *et al.* (2005) ont constaté une plus grande variabilité saisonnière du DG avec un déplacement de $9.5^{\circ}\text{N}/22^{\circ}\text{W}$ en mars à $11^{\circ}\text{N}/29^{\circ}\text{W}$ en octobre. Ce changement est associé à la migration du NECC (au sud et à l'ouest) et à l'emplacement de la ZCIT.

En subsurface, dans le SUSM, la circulation est caractérisée par le sous-courant équatorial (NEUC), les parties inférieures du DG, du NECC et du NEC et le sous-courant vers le pôle. Le NEUC est essentiellement confiné entre les profondeurs 100 et 500 m (Stramma *et al.*, 1999). Pendant l'été et l'automne, sa partie supérieure fusionne avec la partie inférieure

du NECC (Elmoussaoui *et al.*, 2005). Richardson et Reverdin (1987), à partir des mesures de courantmètres à 6°N-28°W, ont constaté que le NECC s'étend jusqu'à environ 350 m de profondeur au cours de son intensification en été/automne. Le sous-courant permanent s'écoule en sens inverse du vent vers les pôles et est également un trait commun à l'ensemble des upwellings mondiaux de bord Est (Smith, 1968), mais sa profondeur varie d'une région à l'autre. On le rencontre vers 100 m de profondeur au Sénégal et vers 300 m au nord du Cap Blanc (Rébert, 1983 ; Mittelstaedt, 1983). Dans les régions où ce sous-courant est proche de la surface, il constitue la source des eaux résurgentes (Mittelstaedt, 1983 ; Brink, 1983). Sa source est un flux d'ouest présent sous le courant de Guinée dans le Golfe de Guinée (Philander et Pacanowski, 1986). La base supérieure de ce sous-courant vers le pôle (entre 50 m et 200 m de profondeur) dans un modèle numérique est une caractéristique permanente aux latitudes 7°N, 12°N et 20°N (Elmoussaoui *et al.*, 2005).

2.3.2. Caractérisation des masses d'eau dans la région d'étude

La circulation moyenne décrite précédemment peut se traduire en termes de distribution des masses d'eau. On distingue les eaux de surface (SW) présentes dans une couche d'environ 150 m d'épaisseur qui est soumise aux échanges avec l'atmosphère. Il existe localement des masses d'eaux comme celles du Banc d'Arguin (ABW). Ces eaux côtières chaudes et peu salées peuvent sortir du plateau et se diffuser dans les masses environnantes (Fraga, 1974). Dans les tropiques, il existe aussi un maximum de salinité sous la couche de mélange ou « Mixed layer depth » (MLD). C'est une eau de maximum de salinité (SMW) appelée eau de subsurface tropicale, qui a son origine dans la gyre centrale subtropicale (Stramma *et al.*, 2005). En dessous de ces eaux de surface, entre 150 m et 700 m, se trouvent les eaux centrales de l'Atlantique nord et sud qui présentent un fort contraste méridienne (Tomczak, 1981; Zenk *et al.*, 1991; Arhan *et al.*, 1994). Ces masses d'eau se caractérisent par une relation température-salinité (TS) presque linéaire et sont situées entre les isopycnes $25,8 \text{ kg/m}^3$ et $27,1 \text{ kg/m}^3$ (Stramma *et al.*, 2005). Les eaux centrales de l'Atlantique nord (NACW) se trouvent au nord des îles du Cap-Vert et du Cap Blanc et prennent naissance dans les moyennes latitudes dans l'océan Atlantique nord.

Au sud, on trouve les eaux centrales de l'Atlantique sud (SACW) qui sont caractéristiquement différentes des NACW (North Atlantic center Water). Les NACW sont

plus chaudes et moins salées (Stramma *et al.*, 2005). Les SACW contiennent une grande quantité des eaux centrales de l'océan Indien transférées dans l'océan Atlantique.

La zone frontale du Cap-Vert (CVFZ), marquée par des fronts de température et de salinité, correspond à la limite entre le NACW et le SACW (Zenk *et al.*, 1991). Le CVFZ est situé à environ 20°N au large de l'Afrique puis orienté vers le sud-ouest jusqu'à environ 16°N dans l'Atlantique tropical central. Ce front est susceptible d'être sujet à l'instabilité barocline et barotrope (Onken et Klein, 1991; Spall, 1992; Erasmi *et al.*, 1998) et présente une intense activité tourbillonnaire (Lathuilière, 2005). Il existe des masses d'eaux plus profondes connues sous l'appellation d'eaux intermédiaires antarctiques (AAIW). Elles sont transportées avec la gyre subtropicale de l'Atlantique Sud vers les tropiques. Au large du Brésil, l'AAIW est transportée dans l'hémisphère nord et se répand vers l'ouest et dans le bassin est de l'Atlantique Nord. L'AAIW est facilement identifiable par les faibles salinités avec un minimum entre 600 à 900 m de profondeur (Stramma *et al.*, 2005).

2.3.3. Les upwellings côtiers de bords Est

Le vent qui souffle vers l'équateur le long des bords Est des bassins océaniques pousse les eaux côtières de surface vers le large permettant ainsi aux eaux situées en profondeur de remonter (Ekman, 1905). Ce processus, appelé upwelling côtier, est à l'origine d'une partie de la production primaire océanique car les nutriments qui accompagnent les remontées d'eaux froides permettent le développement des écosystèmes océaniques. Les zones de pêche de l'océan mondial sont principalement déterminées par ce phénomène.

La côte Nord-Est africaine est une des principales régions d'upwelling et le Courant des Canaries est l'un des plus productifs des courants de bords Est en termes de pêche. C'est pour les pays riverains, une des principales ressources économiques. Il est donc important de mieux comprendre comment fonctionne ce système d'autant plus que la grande variabilité des conditions climatiques dans la région affecte ces ressources.

2.3.3.1. Processus dynamique des upwellings côtiers de bords Est

Les mécanismes physiques qui permettent d'expliquer la présence du phénomène d'upwelling côtier dans les régions de Bord Est sont largement connus.

En 1905, Ekman a élaboré une théorie à partir d'observations effectuées par le physicien norvégien Nansen qui, lors d'une campagne en Arctique a remarqué que les icebergs dérivent avec un angle variant de 20 à 40 degrés par rapport à la direction du vent. L'explication d'Ekman à ces observations repose sur l'équilibre entre tension turbulente et force de Coriolis. Le transport résultant, intégré de la surface (où la tension turbulence est connue et est égale à la tension de vent) à la profondeur $-H$ où la tension turbulente est nulle (c'est la couche d'Ekman), se fait à 90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord. Ce transport s'exprime en fonction de la tension du vent τ (τ_x, τ_y), de la densité de l'eau ρ et du facteur de Coriolis f :

$$\begin{cases} T_x = \frac{\tau_0^y}{\rho f} \\ T_y = -\frac{\tau_0^x}{\rho f} \end{cases}$$

Où T_x et T_y sont les composantes zonale et méridienne du transport d'Ekman (en $m^2.s^{-1}$), respectivement. L'indice « 0 » signifie que la tension du vent est prise à la surface de la mer.

Le transport d'Ekman a des conséquences sur les vitesses verticales, en effet, les variations spatiales du vent et du transport d'Ekman induisent des zones de convergence et de divergence des eaux de surface qui engendrent des vitesses verticales à la base de la couche d'Ekman de profondeur $-H$ (W_{EK} , appelée pompage d'Ekman). Le pompage d'Ekman est obtenu à partir de l'équation de continuité intégrée dans la couche d'Ekman et du transport d'Ekman dans le plan f (paramètre de Coriolis constant) :

$$\begin{aligned} W_{EK} &= \int_{-H}^0 \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} dz = \frac{1}{\rho f} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-H}^0 \frac{\partial \tau^y}{\partial z} dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^0 \left(\frac{\partial \tau^x}{\partial z} dz \right) \right] \\ &= \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_0^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_0^x}{\partial y} \right) \end{aligned}$$

Si la vitesse est positive (resp. négative), on a un upwelling (resp. un downwelling). Cette expression peut être améliorée en tenant compte de la variation latitudinale du paramètre de Coriolis. Au voisinage de l'équateur, on peut alors écrire :

$$f = f_0 + \beta y \text{ où } y \text{ est la distance à l'équateur.}$$

Le pompage d'Ekman a alors pour expression (Halpern, 2002) :

$$W_{EK} = \frac{curl(\tau_0)}{\rho f} + \frac{\beta \tau_x}{\rho f^2}$$

où, $curl(\tau_0)$ est le rotationnel de la tension de vent de surface.

Quand on applique la théorie d'Ekman au bord Est des bassins océaniques, le transport d'Ekman subit une discontinuité au niveau de la côte. Cette théorie donne une relation entre la tension du vent parallèle à la côte et un transport d'eaux vers le large. La composante de la tension du vent parallèle à la côte et dirigée vers l'équateur produit un transport vers l'ouest (et donc vers le large) perpendiculaire à la côte:

$T_{Ekman} = \frac{\tau_{alongshore}}{\rho f} \tau_{alongshore}$, où $T_{Ekman} = \frac{\tau_{alongshore}}{\rho f} \tau_{alongshore}$ est la composante parallèle à la côte de la tension de vent.

La compensation des eaux côtières transportées vers le large se fait par un upwelling côtier. Il s'agit du même phénomène que le pompage d'Ekman à la différence qu'il est localisé à la côte et qu'il est beaucoup plus concentré et intense (Figure 2.9).

La zone côtière est alors une zone de divergence des eaux de surface qui génère par conservation de la masse, une aspiration d'eaux profondes froides et souvent riches en nutriments.

Cependant, on observe souvent en aval d'un cap ou d'une chaîne de montagnes près de la côte, un amortissement du vent qui induit alors un pompage d'Ekman vers la surface. Cet effet peut potentiellement contribuer à la remontée des eaux côtières en surface. Pickett et Paduan (2003) estiment que dans certaines régions de Californie, le pompage d'Ekman génère un upwelling d'amplitude comparable à celui produit par la divergence du transport d'Ekman. Mais l'estimation de la part imputable à la divergence est assez approximative pour comparer rigoureusement ces deux effets (ces auteurs considèrent un upwelling uniforme sur une échelle caractéristique du rayon interne de déformation de Rossby).

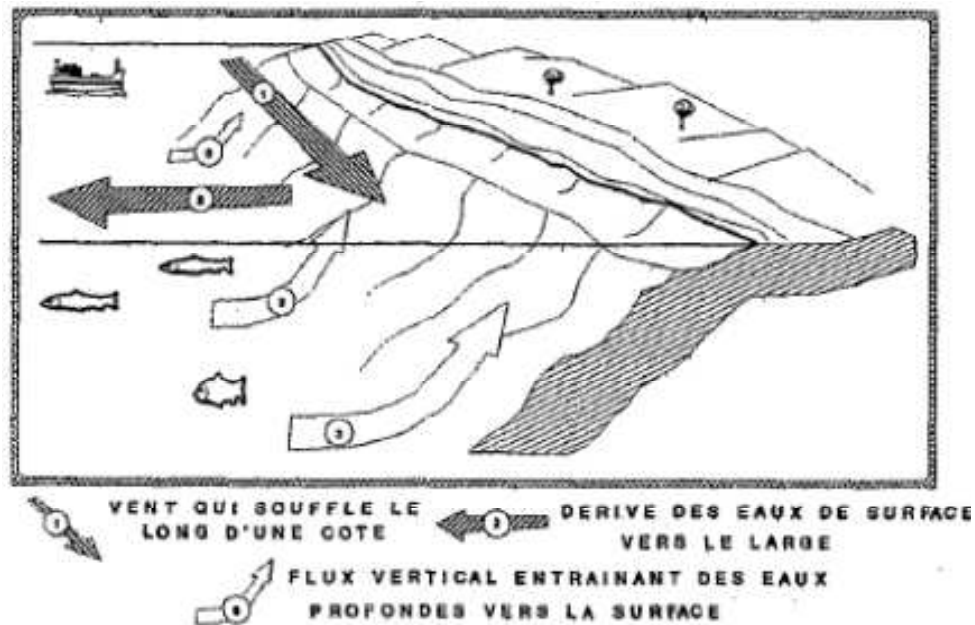


Figure 2.8 : Schéma simplifié d'un upwelling côtier (D'après Bakun, 1986).

A ce propos, Capet *et al.* (2004) ont montré numériquement que le pompage d'Ekman n'affecte pas les structures hydrologiques de ces régions.

Cependant, certaines théories contestent l'échelle cross-shore définie par le rayon de Rossby. Par exemple, Estrade (2006), suggère que la position et l'échelle cross-shore des upwellings (qui va définir leur intensité) dépend de la topographie. Marchesiello et Estrade (2007) montrent que les formes des plateaux continentaux de la Californie Centrale et des côtes Sahariennes affectent les positions, les structures et les échelles 'cross-shores' des divergences des eaux et donc de l'intensité de leurs upwellings respectifs.

2.3.3.2. L'upwelling côtier Sénégal-Mauritanien

Le système d'upwelling des Canaries concerne toute la côte située entre 10°N et 35°N (Wooster *et al.*, 1976) correspondant aux côtes guinéennes, sénégal-mauritaniennes et marocaines. Ce système porte diverses appellations. Nous utiliserons le terme "upwelling Nord-Ouest Africain" lorsqu'il sera question du système d'upwelling dans son ensemble, parlerons d'upwelling Sénégal-Mauritanien pour le phénomène restreint à notre zone d'étude située entre les latitudes 7°N et 25°N.

La plupart des observations synoptiques de température de surface dans les régions côtières d'upwelling montrent un minimum au voisinage immédiat du trait de côte. Ce type de signal témoigne d'une remontée d'eaux profondes dans une bande côtière assez restreinte. Il fournit quelques indications sur l'intensité de l'upwelling mais pas sur sa répartition spatiale car les masses d'eaux froides qui arrivent en surface se diffusent et se mélangent avec les eaux chaudes environnantes (Figure 2.9) si bien que leur signature en surface ne représente pas précisément les eaux issues de la circulation verticale. La variabilité saisonnière de ce système d'upwelling a été étudiée en termes d'indices d'upwelling, calculés à partir de mesures *in situ* et d'observations satellitaires de SST, et de transport d'Ekman vers le large (Wooster *et al.*, 1976; Nykjaer et Van Camp, 1994). La saisonnalité de l'upwelling s'explique essentiellement par le déplacement de la ZCIT et des régimes de vents qui l'accompagnent (Hagen, 2001). L'upwelling est quasi permanent toute l'année dans la partie centrale de la côte nord-ouest africaine entre 21°N et 32°N avec une intensité maximale au printemps et en automne. Dans la partie sud de la côte nord-ouest africaine entre 12°N et 20°N, l'upwelling se produit en hiver et au printemps avec une saisonnalité plus prononcée en raison du remplacement, en été, des alizés par les vents de mousson, qui advectent les eaux chaudes vers le nord le long du rivage) (Santos *et al.*, 2005). Le même auteur montre qu'en hiver, ces deux sous-zones de la côte nord-ouest africaine ont tendance à fusionner et former une zone de remontée continue dans l'espace.

Parfois la masse d'eau la plus froide à la côte a tendance à s'étirer loin de la côte, ce qui correspond généralement à des processus de « filamentation » associés à une augmentation locale de l'intensité de l'upwelling (phénomène que l'on rencontre souvent en aval des caps). Dans ce cas, la circulation verticale a lieu près de la côte, un front de température se forme, devient instable puis développe de la turbulence méso-échelle par diverses interactions non-linéaires (Brink, 1983). Mais d'autres observations, essentiellement limitées à certaines régions du système des Canaries où le plateau continental est large et peu profond, mettent en évidence des structures beaucoup plus stables où le minimum de SST reste décalé à une distance importante de la côte (Figure 2.10). Ces structures inhabituelles, qui prennent l'aspect de langues d'eaux froides bordées de masses d'eaux relativement chaudes tant dans leurs limites océaniques que côtières, se maintiennent de l'échelle d'un événement (Barton *et al.*, 1977) à celle d'une saison d'upwelling (Roy, 1998). Elles ne sont donc probablement pas le fruit de l'activité méso-échelle, mais plutôt la signature d'une remontée d'eau profonde qui a lieu à une certaine distance de la côte voir dès l'entrée du

plateau continental. Estrade *et al.* (2006) ont montré, à partir de modèles théoriques, que les formes des plateaux continentaux de ces régions topographiques affectent les positions, les structures et l'intensité de leurs upwellings respectifs.

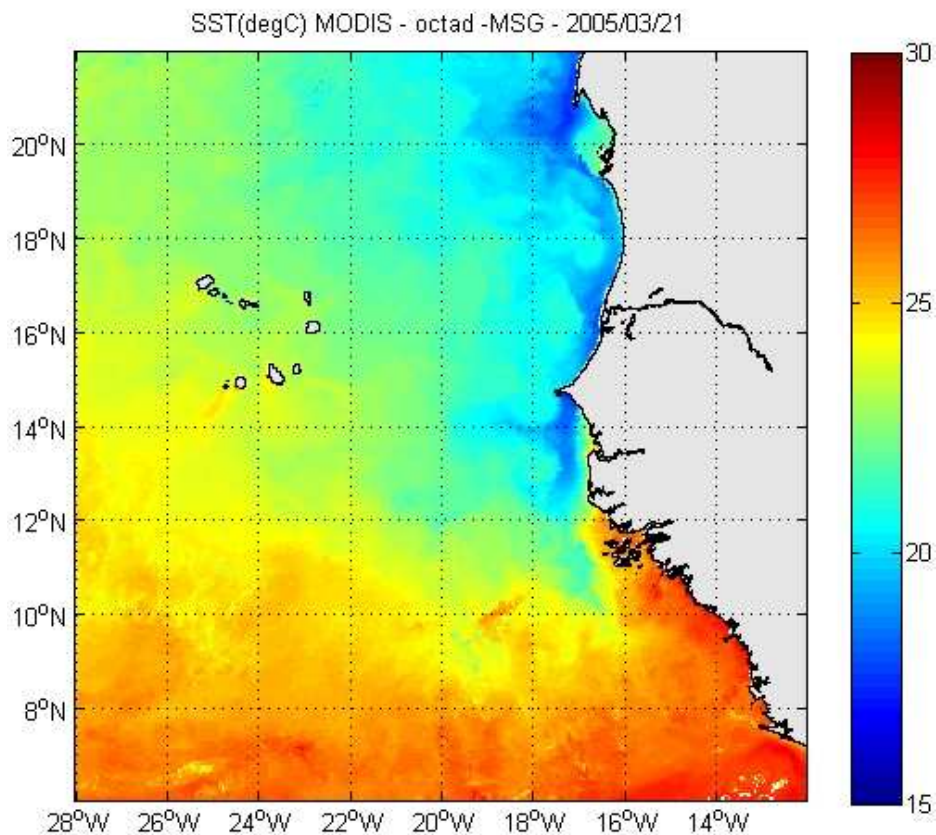


Figure 2.9 : Température de surface de la mer, produit level3 (4 km) du satellite EOS, composite 8 jour des observations journalière après restitution de la SST à partir des mesures spectrales Infra-Rouge Thermique du capteur MODIS (fin de période : 21 mars 2015).

Au sud du Sénégal, la plume d'eau froide est généralement orientée le long de la côte entre les isobathes -25 m et -50 m. La climatologie mensuelle de SST de Roy (1998) montre que la plume persiste toute la saison d'upwelling, elle est générée au cours des mois de décembre et de janvier, se maintient deux à trois mois puis disparaît progressivement aux alentours du mois de mai.

Le noyau de la saison d'upwelling se produit de février à avril, une période au cours de laquelle la SST montre de changements très limités. Inversement, les transitions importantes de SST ont eu lieu entre janvier et février, et également entre avril et mai (Ndoye et al., 2014).

Par ailleurs, les alizés, qui sont à l'origine du forçage de l'upwelling, ne sont pas constants et réguliers toute la saison d'upwelling. On observe ainsi une périodicité dans

l'intensité et l'orientation du vent en chaque point de la côte, formant ainsi des fluctuations qui ont une influence sur l'upwelling. Aussi, l'upwelling s'installe avec un décalage de quelques heures à quelques jours par rapport à l'intensification d'un vent favorable. Ce délai est variable suivant l'intensité et le lieu où se développe l'upwelling (Mittelstaedt, 1983). Au large du Sahara, l'affleurement des eaux se produit après un jour de vent favorable alors qu'au large du Sénégal, le refroidissement maximal n'est obtenu qu'au bout de 2 à 3 jours (Binet, 1988). Gabric *al.* (1993) notent qu'au niveau de la zone du Cap Blanc une période de 4 à 6 jours est nécessaire. Au Sénégal, l'intensité de l'upwelling est différente de part et d'autre de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar) à cause de l'orientation de la côte par rapport à la direction des vents. Sous le régime des alizés continentaux de secteur N-NE, les intensités de l'upwelling de part et d'autre de Dakar sont comparables alors que qu'en période d'alizés maritimes de secteur NW-N l'upwelling au sud est plus intense (Roy, 1989).

2.3.3.3. Impact de l'upwelling côtier sur l'écosystème marin

Dans les régions d'upwelling côtier, l'essentiel des apports de nutriments vient du transport vertical à la côte. Comme les systèmes d'upwelling côtiers se trouvent dans des régions essentiellement subtropicales (10°-40° de latitude), la lumière disponible est importante et en conséquence une importante production primaire se produit nourrissant une chaîne trophique bien connue des pêcheurs (sardines et anchois, grands migrants, etc...). La variabilité de la physique de l'océan contrôle largement ces plus hauts niveaux trophiques (Cury et Roy, 1988; Demarcq et Faure, 2000).

La concentration en phytoplancton est généralement maximale à proximité de la côte puis diminue progressivement vers le large. Dans la région d'upwelling côtier, la communauté phytoplanctonique est dominée par les diatomées alors qu'au large, les groupes dominants sont plutôt des espèces de phytoplancton de plus petite taille (*synechococcus* et *prochlorococcus*) (Chavez *et al.*, 1991).

La distribution spatiale des propriétés biogéochimiques est fortement contrôlée par les structures dynamiques associées à la turbulence océanique. La variabilité saisonnière de la chlorophylle est bien expliquée par la variabilité saisonnière du forçage du vent (Lathuilière *et al.*, 2008). De fortes concentrations de chlorophylle sont observées dans les filaments et tourbillons d'upwelling (Alpers *et al.*, 2013). Un lien entre les filaments riches en

phytoplancton et les ondes de Rossby a été mis en évidence au départ dans le cas de l'océan ouvert (Uz *et al.*, 2001). Les différents processus responsables sont l'advection horizontale (Killworth *et al.*, 2004), l'advection verticale du maximum profond de chlorophylle (Charria *et al.*, 2003, 2006) et la concentration des matériaux flottants (Dandonneau *et al.*, 2003). Killworth *et al.* (2004) montrent que dans la majeure partie de l'océan, l'effet prépondérant est l'advection latérale de chlorophylle, qui a aussi été mis en évidence par Bonhomme *et al.* (2007) dans l'upwelling du Pérou.

Cury (1988) a mis en relief la relation entre la migration saisonnière du thiof (*Epinephelus aeneus*) et l'oscillation saisonnière de l'intensité de l'upwelling des régions nord (Cap-Blanc) et sud (Kayar) du système d'upwelling sénégal-mauritanien. L'intensité de l'upwelling au Cap-Blanc est minimale en décembre-janvier, période pendant laquelle l'upwelling sénégalais se développe avec une intensité assez importante (Figure 2.10). La différence entre l'intensité de la résurgence sénégalaise et celle du Cap-Blanc provient de la composition des masses d'eaux ramenées à la côte par le processus d'upwelling (NACW pour le Nord et SACW pour le sud). Cette stratégie opportuniste visant à coloniser les milieux les plus productifs où le développement des maillons de la chaîne trophique a rendu la nourriture plus abondante, est une attitude commune à de nombreuses espèces pélagiques et démersales qui quittent saisonnièrement la zone nord-mauritanienne et migrent vers le sud en quête d'une nourriture plus abondante (Champagnat et Domain, 1978 ; Boëly *et al.*, 1978).

Malgré ce fort enrichissement en nutriments, les régions d'upwelling côtier, du fait de leur caractère, fortement dispersif ne concentrent pas le plancton sur une longue durée. Cependant, les zones côtières nord-ouest africaines, caractérisées par des plateaux continentaux larges et peu profonds, constituent également des régions atypiques qui réunissent les 3 éléments de la triade de Bakun (enrichissement, concentration et rétention). On en distingue deux dans notre zone d'étude : le Banc d'Arguin et le sud du Cap-Vert (Dakar). Le mécanisme physique du décollement de l'upwelling sur ses plateaux semble non seulement engendrer un phénomène de rétention des eaux côtières mais aussi un phénomène de concentration du plancton. Ces phénomènes sont vraisemblablement liés à la formation d'un front côtier permettant d'isoler les eaux littorales.

Le sud du Cap-Vert est une zone de fraie prioritaire pour les clupéidés (Roy, 1989). La ponte principale a lieu au printemps à la fin de la saison d'upwelling (Boëly *et al.*, 1982 ; Fréon, 1988), elle est précédée d'une ponte secondaire en hiver en plein cœur de la saison d'upwelling et suivie beaucoup plus tard d'une autre ponte secondaire au début de l'automne.

Cette stratégie de reproduction va donc à l'encontre du schéma classique puisque ces espèces pélagiques n'hésitent pas à frayer à des périodes d'upwelling intense.

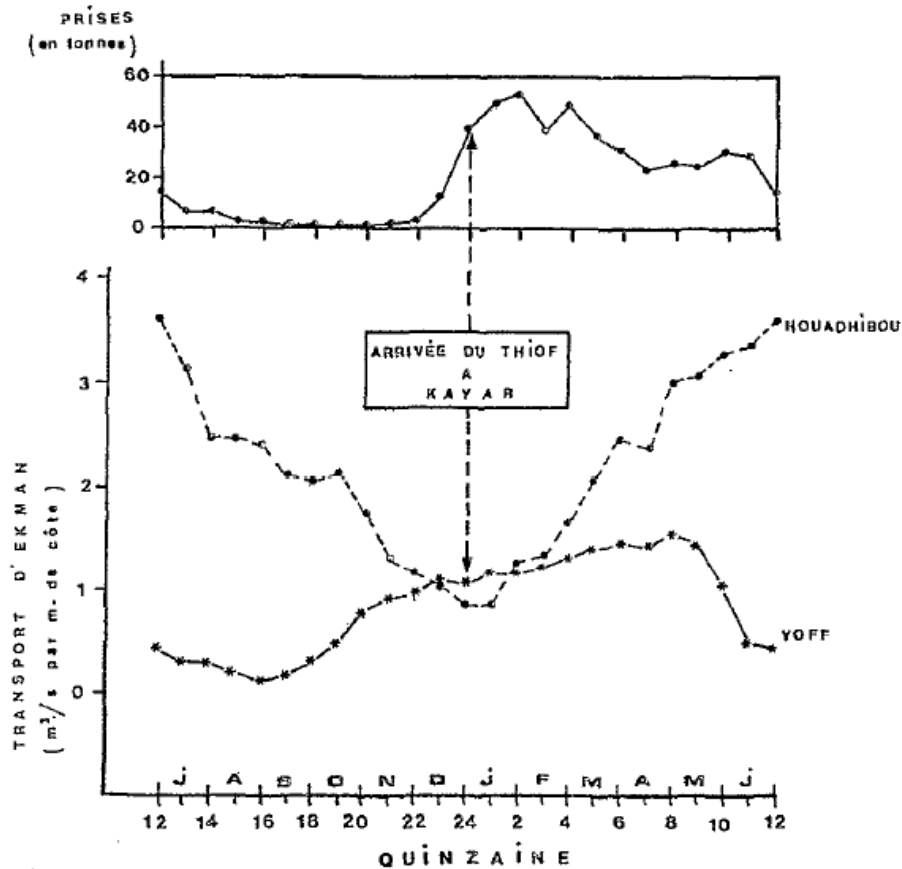


Figure 2.10 : Cycle moyen du transport d'Ekman (1967-1984) à Nouadhibou (Cap-Blanc) et Yoff (Cap-Vert). Prises moyennes de thiof (*Epinephelus aeneus*) par quinzaine à Kayar durant la même période (Curry et al., 1988).

Roy (1998), à partir des données physiques (SST, vent) et biologiques (nitrate, chlorophylle), a tenté d'établir les connexions qui existent entre cette stratégie et les structures hydrologiques et biologiques induites par l'upwelling. Il en a conclu que la stratégie des sardinelles semble guidée par le mécanisme de rétention au sud du Cap, qui confère aux eaux du plateau un caractère faiblement dispersif. Il s'y ajoute que le processus d'upwelling favorise la concentration des nutriments dans le plateau sud du Cap-Vert et limite considérablement leur export vers le large.

Comme pour le Sénégal, la ponte principale des clupéidés a lieu en fin de saison d'upwelling au Banc d'Arguin (Conand, 1975). Par contre, elle n'est ni précédée ni suivie

d'une ponte secondaire. Etant donné, que l'upwelling ne s'estompe vraiment dans cette région que pour une courte période de 1 à 3 mois à la fin de l'été, les clupéidés paraissent réellement anticiper ce phénomène pour pondre au moment opportun quand les eaux du Banc sont les plus riches en plancton.

2.3.4. Température de surface et saisons hydrologiques

Le régime des vents en Atlantique Tropical favorise un transport des masses d'eaux au large des côtes nord-ouest africaines, ce qui entraîne respectivement un approfondissement et une remontée de la thermocline à l'ouest et dans la zone côtière. Par conséquent, les variations saisonnières de la SST liées aux flux verticaux (upwelling) associés au mouvement de la thermocline peuvent atteindre plus de 5°C (Figure 2.11). La variation méridionale de la ZCIT impose à la SST dans le SUSM un cycle annuel qui peut se décomposer en deux saisons : une saison froide de novembre à mai et une saison chaude de juin à octobre. C'est dans la partie sénégalaise que l'on note une très forte variabilité saisonnière de la SST (Figure 2.11). Cette SST conditionne les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère et constitue un bon indicateur de l'upwelling côtier. En effet, à des petites échelles temporelles, les événements de refroidissement de la SST se produisent généralement quelques jours après l'upwelling forcé par la tension du vent (Van Camp *et al.*, 1991). Comme dans les autres écosystèmes de bord Est, les pêcheries au large de l'Afrique occidentale sont régulièrement affectées par les fluctuations induites par l'environnement sur l'abondance des poissons et par les perturbations des habitudes migratoires des poissons (Cury et Roy, 1991; Binet *et al.*, 1998). Plusieurs études (Belvèze, 1991; Binet, 1997; Binet *et al.*, 1998) ont montré qu'au milieu des années 1970 et début des années 1990, les fortes captures de sardines correspondaient à des périodes de renforcement de l'upwelling côtier (et donc refroidissement de la SST).

Il apparaît donc nécessaire d'examiner les causes de la variation saisonnière de la SST le long des côtes nord-ouest africaines, en particulier dans le SUSM. Cette variation saisonnière est-elle associée aux flux verticaux via l'upwelling côtier ou est-elle due à la saisonnalité des flux de chaleur ou même aux systèmes de courants locaux ? Jusque là, aucune étude à partir d'un modèle numérique permettant de boucler le bilan de chaleur n'a été réalisée dans cette zone pour pouvoir diagnostiquer et expliquer les mécanismes liés, à la baisse et à l'augmentation de la SST en hiver et en été. Plusieurs études sur la description du

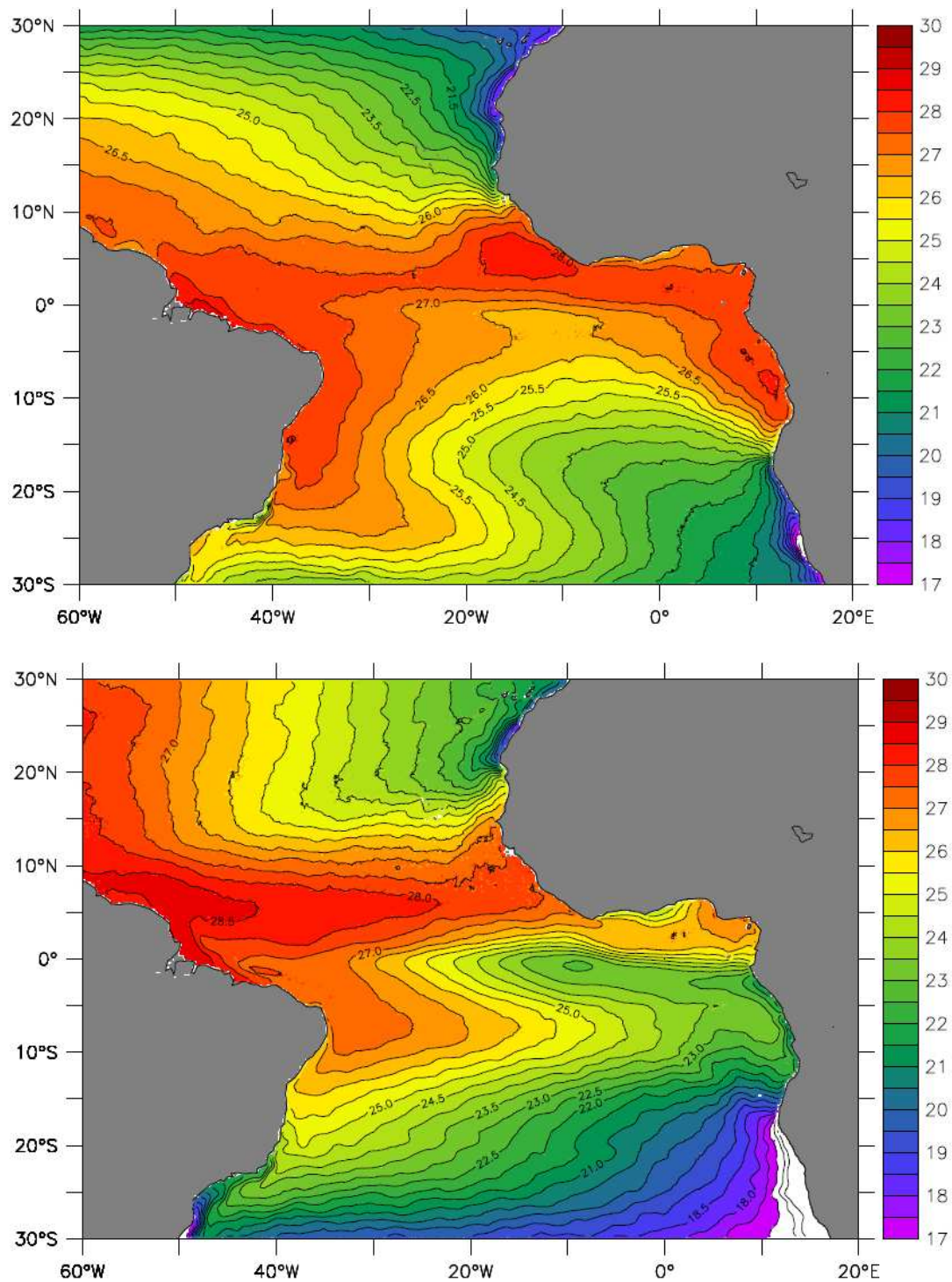


Figure 2.11 : SST (°C) en moyenne mensuelle (2004-2012) en janvier (en haut) et en juillet (en bas) dans l'océan Atlantique Tropical. Source: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/NOAA) à 11 km x 11 km de resolution.

cycle saisonnier de la SST sur le plateau continental sénégalais et/ou mauritanien ont été faites en utilisant des observations in situ et satellitaires (Deme *et al.*, 1994 ; Ould *et al.*,

1999), et à l'échelle du bassin nord-ouest africain Roy *et al.* (2001) évoque une connexion entre ENSO et la SST.

En effet, les événements chauds dans le Pacifique au cours de l'automne et début d'hiver entraînent quelques mois plus tard une relaxation de l'upwelling le long de la côte orientale du bassin de l'Atlantique, entraînant le réchauffement des eaux de surface le long de la côte de l'Afrique de l'Ouest en hiver et au printemps. Pendant les épisodes de La Niña, l'inverse se produit. Une analyse des séries mensuelles de SST indique que le lien entre ENSO et la SST dans l'Atlantique commence à être statistiquement significatif en février et est mieux établi de mars à juin.

Il y aurait alors une très forte compétition des flux de chaleur et des processus océaniques liés à l'upwelling sur la variation de la SST dans le SUSM. Nous donnerons la part relative et le mécanisme associé de ces différents facteurs sur l'évolution de la SST dans le chapitre 4.

D'un point de vue hydrologique, la zone mauritanienne est marquée par 4 saisons (Dubrovin *et al.*, 1991). Fréon (1988) distingue aussi deux grandes saisons maritimes au Sénégal et deux saisons intermédiaires. La saison froide va de janvier à mai pour la partie nord (Mauritanie) et de novembre à mai pour la partie centrale (Sénégal) avec des températures moyennes respectives de 18.4°C et 16°C à 18°C (Ould *et al.*, 1999). A partir des prélèvements de températures et de salinité à l'aide d'une sonde CTD, Deme *et al.* (1990) ont observé des températures froides de l'ordre de 15°C à 17.5°C sur le plateau continental sénégalais. Pendant la saison de transition froide-chaude (juin-juillet) on assiste au large et dans le sud du plateau continental mauritanien au recouvrement progressif des eaux froides par les eaux chaudes d'origine guinéenne en même temps qu'au renforcement des upwellings côtiers sur le plateau. Au Sénégal cette saison est relativement courte et a lieu en mai et juin. En période chaude, les eaux chaudes envahissent l'ensemble du plateau et une zone frontale perpendiculaire à la côte se forme à la latitude approximative du Cap Blanc (Loktionov, 1989 ; Marchal, 1991). Le plateau mauritanien est sous l'influence de températures de l'ordre de 24°C à 27°C (Ould *et al.*, 1999) alors qu'au Sénégal, elles sont plus élevées et comprises entre 26°C à 30°C (Deme *et al.*, 1990). La période et la durée de la saison de transition chaude-froide sont très variables d'une année à l'autre et dépendent principalement de l'établissement des alizés responsables de l'upwelling. Une intensification brutale des alizés à partir du mois de novembre conduit à une destruction rapide de la stratification verticale et à l'installation de la saison froide.

Chapitre 3 : La dynamique de l'upwelling Sénégalomauritanien

Introduction

L'objet de ce chapitre est la description des caractéristiques de l'upwelling Sénégal-Mauritanien. Nous avons rappelé dans le chapitre 2 que l'upwelling est induit par les vents locaux (pompage d'Ekman issu du curl du vent du transport vers le large), et qu'il est quasi permanent sur les côtes de la Mauritanie et saisonnier sur les côtes du Sénégal avec une période intense de novembre à mai suivie d'une relaxation ou inversion de juin à octobre. En effet, les études précédentes de Roy (1989) ont montré que l'indice d'upwelling calculé à partir des vents de la station de Yoff, augmente progressivement de novembre à mai puis diminue à partir de juin, devenant très faible pendant l'été.

Au large de la Mauritanie, l'indice d'upwelling estimé avec les vents du capteur « SeaWinds » du satellite QuikSCAT indique des valeurs positives toute l'année, caractérisant des conditions d'upwelling permanent avec une période de faible intensité de novembre à février et un renforcement entre février et octobre associé à une forte concentration de Chlorophylle (Lathuilière *et al.*, 2008).

Au Sénégal, Lathuilière atteste que l'indice d'upwelling est significatif de novembre à mai et présente un affaiblissement de juin à octobre, confirmant ainsi les résultats de Roy (1989). Ces travaux, bien que permettant de comprendre la variation saisonnière de l'intensité de l'upwelling, ne mettent pas l'accent sur les caractéristiques de l'upwelling (épisodes d'upwelling, filaments d'eaux froides) à l'échelle intra-saisonnière et interannuelle. Le peu d'attention portée à la région (jusqu'à une certaine période) du fait d'un manque criard d'observations in-situ montre que la zone est peu explorée. Une étude portant sur toute la côte de la Mauritanie et du Sénégal est entreprise dans ce chapitre pour tenter d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes:

- La dynamique de l'upwelling est-elle la même le long de toute la côte sénégal-mauritanienne ?
- Est-ce que les événements d'upwelling se limitent à l'échelle journalière ou durent plus ou moins une semaine?
- Les filaments d'upwelling sont-ils ancrés à des endroits spécifiques sur la côte, tel que constaté par Van Camp *et al.* (1991); Meunier *et al.* (2012) au Cap Blanc et par Démarcq (1998) au Cap-Vert ?

- La variabilité interannuelle de l'upwelling est-elle liée à une influence locale ou grande échelle ?

Ces questions seront abordées plus spécifiquement en rapport avec le vent et ses dérivées (indice d'upwelling et pompage d'Ekman), qui sont les principaux forçages de l'upwelling côtier.

Dans ce chapitre, la période d'étude s'étend de 2009 à 2013, mais se focalise sur les saisons d'upwelling (novembre-mai) pendant lesquelles l'essentiel du déploiement des bouées dérivantes a été effectué sur le plateau continental du Sénégal. Ces données in-situ de bouées dérivantes, pour la première fois collectées dans cette partie du système du Courant des Canaries, vont permettre non seulement de se faire une idée de la circulation moyenne pendant les saisons d'upwelling 2009-2013 mais aussi de bien caractériser les filaments d'upwelling sur les côtes de la Mauritanie et du Sénégal.

3.1. Présentation du projet d'expérimentation de la circulation océanique côtière au large du Sénégal 'COCES'

Les outils d'investigation développés et déployés en mer visent à améliorer notre connaissance des processus physiques et biologiques dans l'océan, de surveiller l'évolution du climat et en particulier quantifier les effets du réchauffement climatique et de fournir des données d'initialisation et d'assimilation pour les modèles océaniques. Le programme COCES (Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal), qui s'inscrit dans la logique des Programmes SVP (Surface Velocity Program) et CODE (Coastal Ocean Dynamics Experiment) offre un cadre précieux pour l'examen de la circulation côtière et hauturière dans les couches de surface. Des bouées dérivantes SVP (Niiler, 2001) et CODE (Davis, 1985) ont été déployées au large du Sénégal depuis mai 2009 afin de mener une investigation de la dynamique côtière au large des côtes Nord-Ouest africaines dans l'océan Atlantique Tropical. Il s'agit, en particulier, d'étudier la dispersion près de la surface et la circulation au large des côtes du Sénégal, une région fortement influencée par la dynamique de l'upwelling côtier, avec une attention particulière sur les caractéristiques de la circulation méso-échelle comme les tourbillons et les filaments.

Ce projet est composé de deux phases :

- COCES I s'est déroulé de mai 2009 à septembre 2011 avec le déploiement de 46 bouées dérivantes de types SVP et CODE.

- COCES II, qui est une continuité de COCES I a eu lieu entre octobre 2011 et juin 2013 avec 60 bouées dérivantes de type SVP déployées en mer, au large de Dakar. La première utilisation scientifique de ces bouées dérivantes a permis pour la première fois au large des côtes du Sénégal de caractériser un tourbillon cyclonique (sub messo échelle) se propageant vers l'ouest entre le 29 octobre et le 27 novembre 2011, avec la conjonction d'observation satellites (SST, CHL, imagerie SAR) (Alpers *et al.*, 2013).

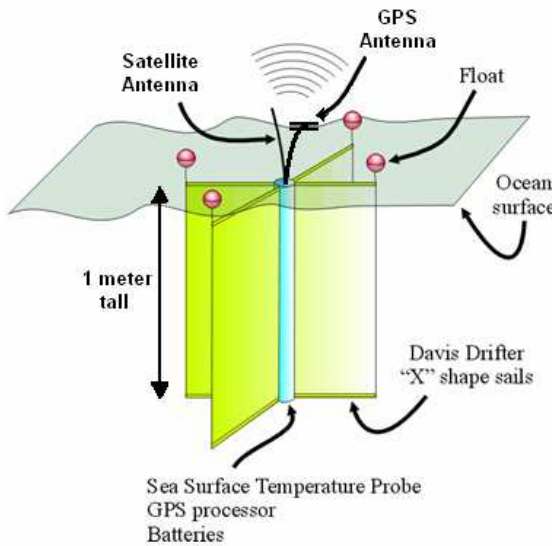
3.2. Les bouées dérivantes océaniques: outil d'investigation *in situ*

3.2.1. Le développement des bouées dérivantes

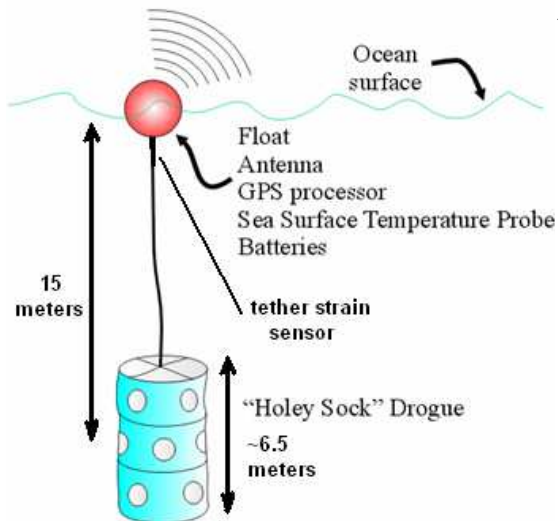
Les bouées dérivantes sont des instruments conçus pour mesurer des courants de surface et la température à quelques cm en-dessous de la surface dans les océans. Elles représentent une version moderne des bouteilles dérivantes utilisées début des années 1900 pour suivre les courants de surface. Leur structure de flottabilité positive est développée pour réduire les effets du vent et maximiser la surface de traînée. Leurs faibles coûts d'acquisition font d'eux des instruments appropriés pour l'étude de la circulation dans la couche de surface océanique.

Contrairement aux instruments de mesure des courants d'Euler (en un point fixe) comme l'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler, les bouées dérivantes sont de type Lagrangien : ils se déplacent avec la masse d'eau qui les entoure. Depuis le début des années 1980, les bouées dérivantes ont été fortement déployées par plusieurs projets nationaux et internationaux. En effet, l'exploitation des océans côtiers et des mers marginales a débuté avec l'aide des bouées CODE, fabriquées par Technocean (www.technocean.com) et qui portent le nom de l'expérience sur la dynamique de l'océan côtier (CODE). L'objectif de cette expérience menée avec le déploiement de 164 bouées au nord de la baie de San Francisco entre Avril 1981 Août 1982, était de mesurer les courants au sein du premier mètre de la colonne d'eau (Davis, 1985). Comme représentée sur la Figure 3.1a, la bouée CODE est constituée d'un tube mince, vertical, de 1 m de long et de flottabilité négative avec quatre ailettes de traînée productrice s'étendant radialement à partir du tube sur toute sa longueur et quatre petits flotteurs sphériques de surface attachés à des extrémités supérieures des ailettes pour assurer la flottabilité (Poulain, 1999).

a)



b)



c)



d)



e)

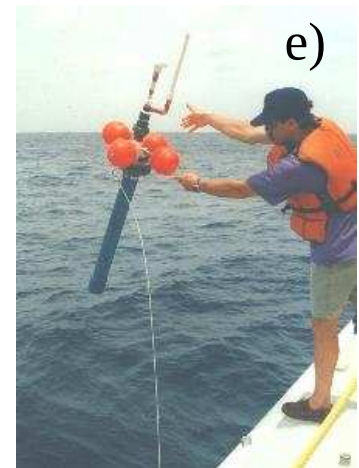


Figure 3.1 : Différents types de bouées dérivantes : les types (a) et (b) ont été utilisés dans COCES. Les types (c), (d) et (e) existent mais ne font pas partie de l'expérience COCES.

Les déploiements à grande échelle des premières bouées dérivantes SVP modernes ont eu lieu en 1988 dans le cadre de WCRP (World Climate Research Program) pour cartographier la circulation de surface de l'océan Pacifique Tropical. Aujourd'hui, le réseau de bouées dérivantes SVP est assez bien connu, c'est le cas du le GDP (Global Drifter Program) qui rassemble toutes les données des bouées dérivantes recueillies des institutions partenaires (Figure 3.2) et qui est la principale composante du déploiement de bouées dérivantes de surface à l'échelle mondiale, du système d'observation de l'océan mondial (GOOS) de la NOAA. Les bouées SVP sont construites par diverses sociétés comme Clearwater Instrumentation (USA - www.clearwater-inst.com), Marlin-Yug, (Ukraine – www.marlin-yug.com), Metocean Data Systems (Canada - www.metocean.com), Pacific Gyre (USA - www.pacificgyre.com) et Technocean (USA - www.technocean.com). Elles sont principalement utilisées pour surveiller la circulation de la couche de mélange des océans, mais elles ont également été exploitées dans des zones plus restreintes telles que la Méditerranée orientale (Gerin *et al.*, 2009). Les bouées SVP (représentées sur la Figure 3.1b) sont constituées d'une bouée de surface attachée à une ancre flottante de chaussette trouée (avec un diamètre d'environ 60 cm et 5 m de long), centré à une profondeur nominale de 15 m, qui maintient la bouée dérivante presque immobile par rapport à la couche horizontale étudiée (pour les détails sur la conception d'une bouée SVP, voir Sybrandy et Niiler (1991)).

Il existe d'autres instruments de mesure de courants lagrangiens utilisés pour étudier les courants de surface, comme le CMOD (Compact Meteorological and Oceanographic Drifter Figure 3.1c), la bouée de TRISTAR qui a une ancre flottante sous forme d'un réflecteur coin radar centré à 15 m de profondeur (Niiler *et al.*, 1989.), les bouées dérivantes A111 (Figure 3.1d) et A104 (Figure 3.1e) fabriquées par Brightwaters Instrument - USA.

De nombreux programmes et projets de recherche sont dédiés essentiellement au déploiement, à l'archivage et/ou à l'exploitation de ces bouées dérivantes. En effet, dans le Programme « Mediterranean Surface Velocity Program (MedSVP) » les données qui ont été recueillies depuis les premiers déploiements dans la mer Méditerranée (1986) et dans la mer Noire (1999) sont archivés et disponibles pour les utilisateurs intéressés. D'autres projets ont intéressé la mer Méditerranée et la mer Noire : le projet EGITTO (2005-2008) réalisé en collaboration avec des océanographes français, égyptiens et tunisiens, qui avait pour but d'observer la circulation de surface dans le bassin oriental de la mer Méditerranée et de confirmer les résultats et les études antérieures fondées sur les observations *in situ*,

satellites et de modèles ; les projets MREA 07- LASIE 07 (Mai 2007–Juin 2007) avec comme objectif d'étudier les propriétés de dispersion à la surface dans la mer Ligure et dans le golf de La Spezia; le projet DART (mars 2006 -janvier 2007) dont l'objectif était d'obtenir des mesures de bouées dérivantes aussi près que possible (dans l'espace et dans le temps) et d'autres mesures *in situ* (fournies par les navires) ; le projet DOLCEVITA (octobre 2001-septembre 2004) dans la mer Adriatique avait pour objectif principal de quantifier les propriétés cinématiques et dynamiques de la mer Adriatique nord et centre ; et les projets « BLACK SEA » (Septembre 1999–Août 2003) et « TYRRHENIAN SEA » (Décembre 2001–Août 2003) avec comme objectif d'étudier la circulation de surface de la mer Noire et de caractériser la circulation moyenne de la mer Tyrrhénienne de surface. L'OGS (Oceanografia e di Geofisica Sperimentale) est le principal commanditaire de ces projets. A côté de ces projets, certains programmes internationaux comme le WOCE-SVP (World Ocean Circulation Experiment–Surface Velocity Program) ont également été mis sur place.

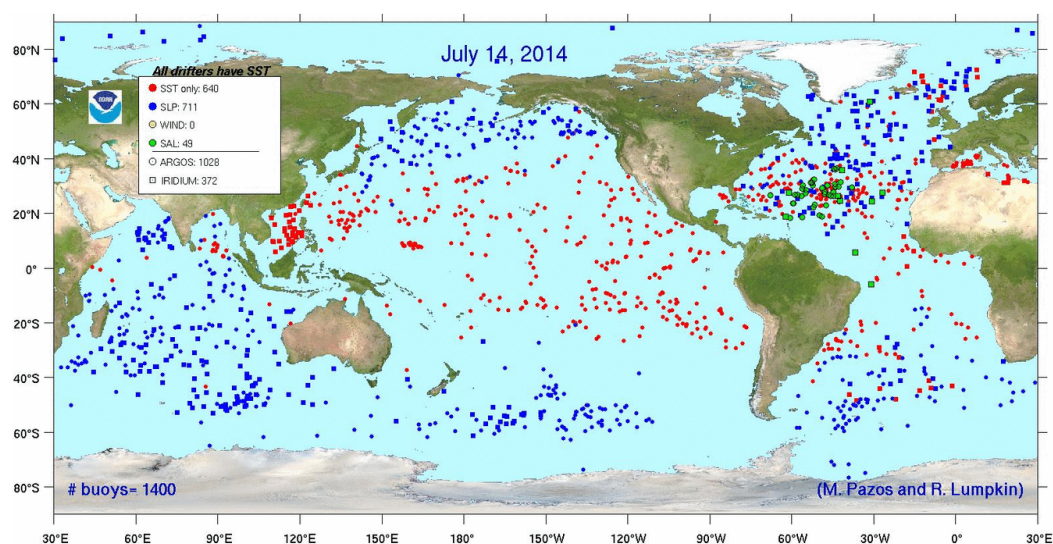


Figure 3.2 : Réseau mondial des bouées dérivantes (source : <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/index.php>).

3.2.2. Fonctionnement des bouées dérivantes

L'ensemble des bouées dérivantes est suivi par le collecteur de données Argos et le système de localisation installé à bord des satellites en orbite polaire de l'administration de la NOAA (National Oceanic et Atmospheric Administration). La localisation des bouées dérivantes, déterminée par effet Doppler sur une fréquence fixe, a une précision supérieure à 1000 m. Argos permet à toute plate-forme équipée d'un émetteur compatible et associée à un

numéro Argos ID spécifique à son électronique de transmission d'être située dans le monde entier avec une erreur d'environ 150-1000 mètres. Les satellites qui communiquent régulièrement avec les bouées dérivantes sont sur une orbite polaire à une altitude de 850 km, et suivent un «méridien» comme orbite: chaque orbite passe au-dessus des pôles Nord et Sud à chaque tour et coupe le plan équatorial à des temps solaires locaux fixés.

Les orbites sont héliosynchrones et par conséquent chaque satellite passe en visibilité de tout émetteur donné à peu près la même heure locale chaque jour. Le temps nécessaire pour compléter une révolution autour de la Terre est d'environ 100 minutes (14 orbites par jour). À un moment donné, chaque satellite «voit» simultanément tous les émetteurs dans un diamètre d'environ 5000 km ou cercle de visibilité. La période pendant laquelle le satellite peut recevoir des messages à partir d'une plate-forme correspond au temps durant lequel la plate-forme est dans sa visibilité (10 minutes).

Dès que la bouée dérivante est allumée, une connexion bouée-satellite est établie et toutes les 90 secondes, l'émetteur hébergé dans la bouée commence à envoyer à un satellite en orbite équipé du système Argos, toutes les informations recueillies. Avant tout déploiement d'une bouée en mer, la date, l'heure, les coordonnées géographiques du point de largage sont enregistrées. Ces informations permettent de déterminer le point de départ et la trajectoire de la bouée.

Plus de 40 antennes situées dans le monde entier recueillent des données par satellite, qui sont stockées sur l'enregistreur à bord du satellite puis transmises au sol chaque fois que celui-ci passe au-dessus de l'une des trois principales stations de réception (Wallops Island, Virginie, États-Unis ; Fairbanks, Alaska, États-Unis et Svalbard, Norvège),

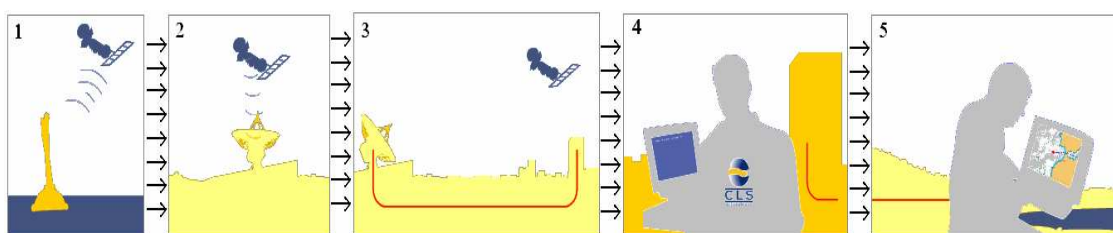


Figure 3.3 : Le satellite recueille et stocke les signaux envoyés par l'émetteur toutes les 90 secondes (1). L'information stockée est redirigé en temps réel par le biais des antennes au sol (2) vers les centres de traitement (3) qui se chargent du calcul de la position des émetteurs, du traitement des données mesurées par les capteurs (4) puis de la redistribution aux utilisateurs (5), qui peuvent récupérer des données aussi via l'Internet (par connexion avec identifiant et mot de passe sur un site sécurisé).

ou par l'intermédiaire des stations régionales de réception dans le champ de vision des satellites (Figure 3.3).

Une fois que les données arrivent à un centre de traitement, les emplacements sont automatiquement calculés par effet Doppler sur la fréquence d'émission: lorsque le satellite se rapproche d'un émetteur, la fréquence du signal d'émission mesurée par le récepteur à bord du satellite est plus élevée que la fréquence d'émission réelle et inférieure quand il s'éloigne (Figure 3.4).



Figure 3.4 : Stations formant le temps réel en bande L antenne-réseau. Chaque station reçoit des données en temps réel à partir des satellites et les retransmet vers des centres de traitement.

3.2.3 Déploiement en mer des bouées dérivantes SVP et CODE

Le premier groupe de 3 bouées dérivantes SVP a été déployé le 22 mai 2009, au nord-ouest de la Pointe des Amaldies (Dakar) par P-M Poulain (OGS), Luca Centurioni (SIO-UCSD), B. A. Sow (UASZ), B. Diaw (reISRA/CRODT) et A. Lazar (LOCEAN) (Figure 3.5). Ce déploiement est repris en novembre 2009, puis en janvier 2010 (voir Tableau 3.1). Par la suite, il a été convenu que toutes les bouées dérivantes seraient régulièrement et mensuellement déployées au large des côtes du Sénégal au cours de la saison d'upwelling (de décembre 2009 à mars 2010). Les bouées étaient déployées à des endroits cibles du plateau continental sénégalais en utilisant des bateaux loués mais aussi ponctuellement en collaboration avec les pêcheurs locaux, afin de maximiser la couverture géographique dans la zone et de caractériser la circulation méso-échelle côtière tels que les filaments et les

tourbillons. Pour ce faire, quelques jours avant le déploiement, des images satellites de SST et de concentration en chlorophylle a 'CHLa' étaient consultées pour identifier l'endroit clé de déploiement (zones de filaments, plumes d'eaux froides, tourbillons etc.). La Figure 3.6 montre trois bouées dérivantes dans un filament qui, repéré à la veille, s'est détaché de la pointe de Dakar avec une forte concentration de CHLa. En période d'upwelling, la pointe de Dakar représente souvent un lieu de détachement de jet de filaments d'eaux froides (Figure 3.7) et riches en nutriments (Figure 3.6).



Figure 3.5 : Premier déploiement d'un groupe de 3 de bouées dérivantes de l'expérience COCES à la pointe des Almadies/Dakar (Sénégal), à partir d'une embarcation légère.

Certaines bouées dérivantes CODE ont été mises à l'eau entre Dakar et l'embouchure du fleuve Casamance en utilisant occasionnellement le bateau Aline Siteo Diatta (ASD) de la ligne maritime Dakar-Ziguinchor avec l'aide précieuse du Commandant M. Fall et son équipage et la permission du COSAMA (Consortium Sénégalais d'Activités Maritimes).

Durant COCES II, un nombre important de bouées dérivantes (9) a été déployé lors des campagnes océanographiques UPSEN I et II (respectivement mars 2012 et février 2013)

effectuées sur la « petite côte » du Sénégal. Après une dérive initiale vers le nord, les bouées déployées durant UPSEN I se sont déplacées vers le sud-ouest début avril quand l'upwelling s'est intensifié (Figure 3.8). Une campagne exclusivement COCES II a également été effectuée, en période d'upwelling, du 23 au 25 avril 2013 dans le but de collecter des données hydrologiques (profils de température et de salinité sur trois radiales : 16°N, 15°N et 15°N) et déployer des bouées dérivantes et des flotteurs Argos. Il s'agissait lors de cette campagne de réaliser quatre profils verticaux de température et de salinité par radiale et déployer 8 bouées dérivantes (Figure 3.9).

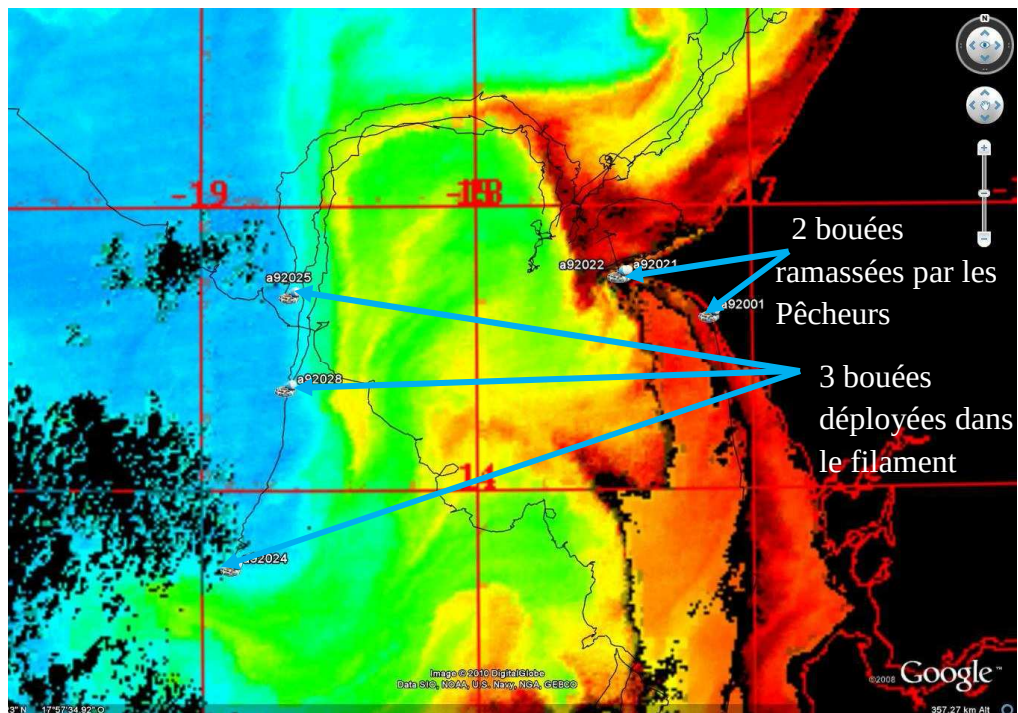


Figure 3.6 : Image de la concentration en CHL (surface) du 19 février 2010, obtenue après restitution des mesures spectrale visible du capteur MODIS, a bord du satellite EOS-AQUA, sur laquelle superposent des trajectoires de bouées dérivantes. A noter un défaut de restitution en cas de trop forte concentration de CHL (ou/et d'aérosols), ici visible au large de la « petite côte », suite à un défaut de correction radiométrique (réflectance normalisée), avec des discontinuités apparentes de CHL. Les zones bleues et rouges correspondent respectivement à de faible et forte concentration de CHL. L'advection au large de 3 bouées dans un filament d'eaux upwellées est évidente.

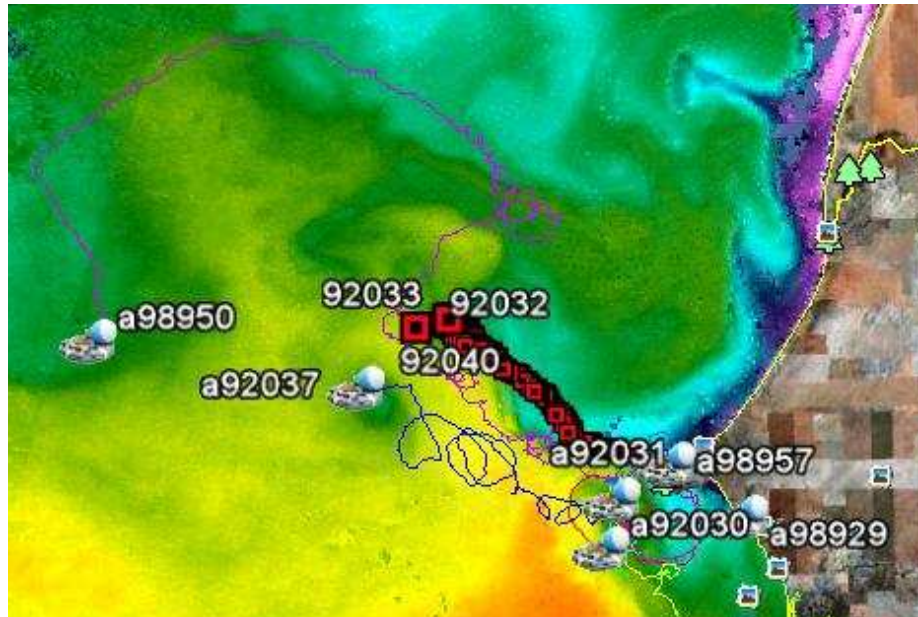


Figure 3.7 : 3 bouées dérivantes (carrés rouges) déployées le 20 Novembre 2011 dans le filament d'eaux froides de la pointe de Dakar et autres bouées dérivantes déployées durant les deux mois précédents (septembre et octobre).

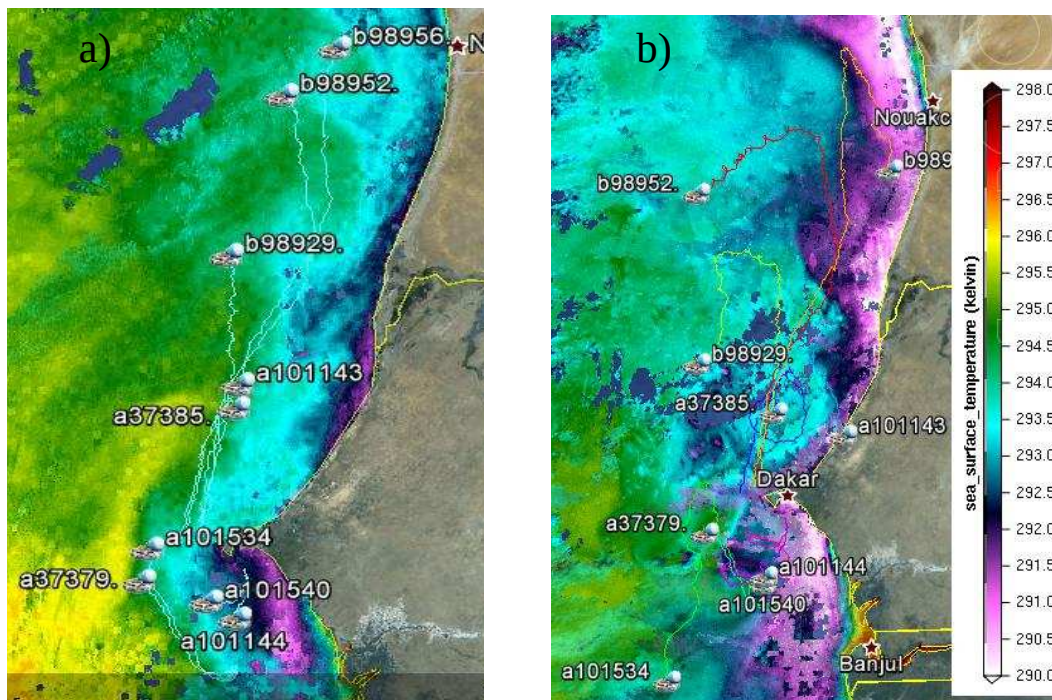


Figure 3.8: Images de SST, obtenu par restitution de mesure spectrales Infra-Rouge thermique du capteur AVHRR, embarqué sur le satellite METOP (distribution NAIAD/IFREMER, traitement SAF_OSI / EUMETSAT visualisable sur Google Earth , avec la superposition des trajectoires des bouées déployées sur la « petite côte » du Sénégal lors de la campagne UPSEN1 du 06 au 18 mars 2012. (a) Période début UPSEN, upwelling en relaxation, les bouées remontent vers le nord en raison du sous courant qui affleure en surface et (b) début avril, upwelling intense, les bouées dérivent vers le sud-ouest à cause de la dérive d'Ekman et les filaments d'upwelling.

Des campagnes de récupération des bouées dérivantes ramassées par les pêcheurs de St-louis, de Kayar, de Yoff, de Soumbédioune et de Mbour ont été effectuées. Elles ont permis de retrouver quasiment toutes les bouées perdues, à l'aide d'une radio Argos qui communique par satellite avec la bouée dans un rayon de 300 m lorsque cette dernière est active. Toutes les bouées récupérées ont été ensuite remises à l'eau.

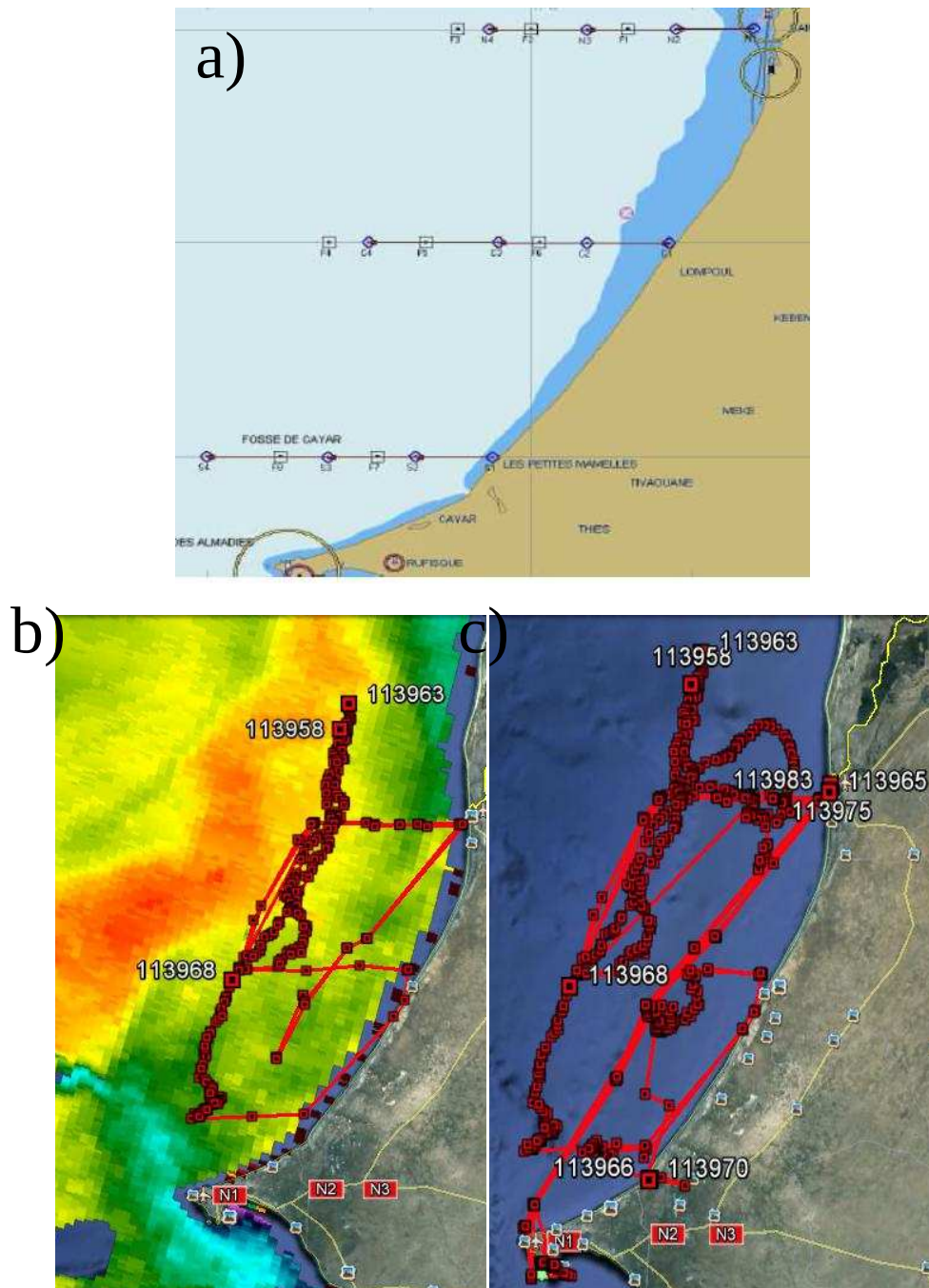


Figure 3.9 : Positions des stations CTD (losange) et des points de de déploiement des bouées dérivantes (rectangle) déployées sur la « grande côte » du Sénégal durant la campagne COCES II (23-25 avril 2013) (a) et leurs trajectoires (b et c). (b) 3 bouées à l'eau quelques jours après leur déploiement et (c) 5 des 8 bouées déployées ramassées par les pêcheurs de St-louis et Kayar.

N° : bouée	Date de déploiement	Latitude début	Longitude début	Date fin de déploiement	Latitude fin	Longitude fin	Type bouée
a92018 a92019 a92020	22-mai-2009	14.88 14.88 14.87	-17.77 -17.68 -17.67	22-feb-2010 28-mai-2009 08-juin-2009	19.6 14.98 15.84	-19.6 -14.98 -15.84	3 SVP
a91997 a91999 a92023 a92021 a91997	14-Nov-2009 14-Nov-2009 23-Nov-2009 23-Nov-2009 19-Dec-2009	12.96 12.95 14.95 14.87 15.35	-17.3 -17.28 -17.62 -17.57 -19.68	16-Dec-2009 20-Nov-2009 22-Jan-2011 29-Mar-2010 11-Mar-2010	15.12 13.29 13.51 14.78 15.7	-19.41 -17.48 -63.86 -17.6 -28.12	2 SVP + 3 CODE
a92000 a92001 a92002	02-Jan-2010 02-Jan-2010 02-Jan-2010	13 12.99 12.99	-17.33 -17.29 -17.33	14-Juil-2010 12-Mar-2010 11-feb-2010	7.52 14.72 9.27	-12.89 -17.42 -18.72	3 CODE
a92003 a92006 a92007 a92024 a92025 a92028	06-Feb-2010 06-feb-2010 06-feb-2010 15-feb-2010 15-feb-2010 23-feb-2010	12.88 12.88 12.87 14.97 14.89 14.8	-17.2 -17.19 -17.19 -17.75 -17.67 -17.74	02-mai-2010 31-mai-2010 06-mar-2010 15-mai-2011 15-Août-2011 16-avril-2011	6.47 10.58 10.82 4.91 7.36 -1.2	-11.77 -18.06 -17.9 -2.39 -31.24 -35.42	3 SVP + 3CODE
a92004 a92005 a92022 a92026 a92027 a92029	09-mar-2010 10-mar-2010 23-mar-2010 23-mar-2010 23-mar-2010 23-mar-2010	14 13.42 14.92 14.85 14.85 14.8	-17.34 -17.33 -17.58 -17.69 -17.74 -17.74	03-mai-2010 01-Juil-2010 24-mar-2010 26-mar-2010 15-Août-2010 31-juil-2010	11.08 10.31 14.83 14.85 9.98 13.12	-18.7 -18.85 -17.54 -17.6 -25.81 -21.35	5 SVP + 1 CODE
a92009 a92010	09-avril-2010 10-avril-2010	14 13.42	-17.33 17.33	01-mai-2010 20-juil-210	10.9 11.02	-19.06 -17.54	2 CODE
a92011 a92014	18-mai-2010 19-mai-2010	14 13.42	-17.33 -17.33	19-mai-2010 20-mai-2010	13.97 13.54	-17.26 -17.39	2 CODE
a92012 a92013	21-juil-2010 21-juil-2010	13.76 13.25	-17.33 -17.33	24-juil-2010 30-Nov-2010	13.55 13.38	-17.08 -15.13	2 CODE
a98867 a98868 a98869	01-avril-2011 01-avril-2011 01-avril-2011	14.99 14.94 15.02	-17.57 -17.55 -17.53	15-août-2011 01-août-2011 15-août-2011	8.69 15.03 11.26	-20.18 -24.39 -24.98	3 SVP
a98871 a98872 a98880	09-mai-2011 09-mai-2011 09-mai-2011	14.83 14.83 14.82	-17.74 -17.78 -17.74	11-mai-2011 15-août-2011 30-mai-2011	15.19 18.73 15.76	-17.37 -17.27 -16.59	3 SVP
a98878 a98947 a98954	10-juin-2011 10-juin-2011 10-juin-2011	14.7 14.7 14.7	-17.45 -17.46 -17.46	18-juin-2011 26-juin-2011 15-août-2011	14.94 15.62 17.38	-17.37 -16.89 -18.32	3 SVP
a98946 a98953 a98955	13-juil-2011 13-juil-2011 13-juil-2011	14.88 14.88 14.88	-17.77 -17.76 -17.76	17-juil-2011 16-juil-2011 21-feb-2012	15.13 15.17 14.92	-16.97 -16.96 -17.12	3 SVP
a98950 a98952 a98957	24-août-2011 24-août-2011 24-août-2011	14.51 14.5 14.53	-17.65 -17.68 -17.66	02-sept-2011 02-sept-2011 02-sept-2011	15.27 14.87 14.9	-17.57 -17.53 -17.44	3 SVP
a98929 a98948 b98950 a98956 b98957	09-sept-2011 09-sept-2011 09-sept-2011 09-sept-2011 09-sept-2011	14.67 14.68 14.68 14.67 14.68	-17.77 -17.74 -17.74 -17.68 -17.7	18-sept-2011 29-sept-2012 04-mai-2012 14-sept-2011 11-sept-2011	14.29 6.91 8.84 14.57 14.27	-17.32 -18.7 -40.56 -17.29 -17.27	5 SVP
Total	46 (28 SVP+18CODE)						

Tableau 3.1. Bouées dérivantes déployées pendant COCES I au large du Sénégal dans l'océan Atlantique Tropical entre mai 2009 et Septembre 2011.

N° : bouée	Date de déploiement	Latitude début	Longitude début	Date fin de déploiement	Latitude fin	Longitude fin	Type bouée
a92030	28-oct-2011	14.47	-17.73	01-nov-2011	14.3	-17.87	3 SVP
a92031	28-oct-2011	14.52	-17.71	31-oct-2011	14.57	-17.8	
a92037	28-oct-2011	14.56	-17.7	04-mar-2012	17.99	-24.04	
a92032	20-Nov-2011	14.83	-17.76	18-dec-2011	17.56	-21.15	3 SVP
a92033	20-Nov-2011	14.83	-17.76	05-mai-2012	10.2	-27.1	
a92040	20-Nov-2011	14.85	-17.74	04-feb-2012	19.9	-23.14	
a92034	23-dec-2011	14.91	-17.76	08-avril-2012	11.87	-26.44	3 SVP
a92035	23-dec-2011	14.88	-17.8	16-août-2012	12.2	-40.66	
a98949	23-dec-2011	14.9	-17.81	31-dec-2012	15.05	-43.65	
a92026	27-jan-2012	14.52	-17.27	28-jan-2012	14.4	-17.21	2 SVP
a92036	27-jan-2012	14.52	-17.27	28-jan-2012	14.36	-17.21	
a10114	15-mar-2012	14.7	-17.75	02-avril-2012	15.35	-16.9	9 SVP
a101144	17-mar-2012	14.55	-17.36	09-juin-2012	12.81	-17.27	
a101534	11-mar-2012	13.83	-17.47	23-août-2012	8.59	-13.23	
a101540	17-mar-2012	14.52	-17.34	08-août-2012	18.27	-18.53	
a37379	11-mar-2012	13.83	-17.62	21-mar-2012	14.45	-18.07	
a37385	15-mar-2012	14.74	-17.75	26-juil-2012	14.83	-20.29	
b98929	08-mar-2012	14.84	-17.62	14-juil-2012	8.66	-15.29	
b98952	08-mar-2012	14.9	-17.62	15-sept-201231-sept-2012	7.35	-12.36	
b98956	08-mar-2012	14.88	17.62	17.7	-39.4		
a37303	21-avril-2012	14.51	-17.67	22-avril-2012	14.62	-17.56	3 SVP
a37311	21-avril-2012	14.72	-17.69	26-avril-2012	14.12	-17.49	
a37384	21-avril-2012	14.72	-17.68	11-juin-2012	14.15	-19.25	
a37295	27-mai-2012	14.73	-17.75	21-oct-2012	20.21	-23.21	3 SVP
a37374	27-mai-2012	14.59	-17.71	01-juin-2012	14.7	-18.56	
a37375	27-mai-2012	14.54	-17.72	14-juil-2012	16.73	-16.4	
a101521	29-juin-2012	14.68	-17.74	17-juil-2012	16.54	-16.54	3 SVP
a011541	29-juin-2012	14.65	-17.78	21-juin-2013	14.06	-50.94	
a42762	29-juin-2012	14.68	-17.68	28-juil-2012	17.01	-16.29	
a113957	03-juil-2012	15.58	-17.58	05-août-2012	15.21	-17.07	3 SVP
a113961	31-juil-2012	14.66	-17.8	08-août-2012	14.99	-17.19	
a113979	31-juil-2012	14.66	-17.85	27-août-2012	16.21	-16.62	
a113976	05-sept-2012	14.68	-17.77	19-nov-2013	25.41	-41.35	3 SVP
a113977	05-sept-2012	14.65	-17.78	16-oct-2012	14.87	-19.85	
a113978	05-sept-2012	1466	-17.74	29-nov-2013	14.03	-57.34	
a113974	06-oct-2012	14.67	-17.79	02-nov-2013	23.96	-62.42	2 SVP
a113984	06-oct-2012	14.68	-17.84	18-oct-2012	15.1	-17.19	
a113971	11-nov-2012	14.68	-17.84	21-dec-2012	16.17	-16.74	2 SVP
a113972	11-nov-2012	14.74	-17.86	En vie	-----	-----	
a113955	05-dec-2012	14.78	-17.76	10-dec-2012	14.67	-17.54	3 SVP
a113962	05-dec-2012	14.76	-17.85	29-sept-2013	17.28	-37.45	
a113967	05-dec-2012	14.77	-17.8	28-mar-2014	17.03	-77.78	
a113960	26-jan-2013	14.64	-17.78	03-mar-2013	14.17	-18.85	2 SVP
a113980	26-jan-2013	14.66	-17.8	04-feb-2013	14.67	-17.52	
a113959	22-feb-2013	14	-17.38	23-feb-2013	13.98	-17.36	3 SVP
a113969	23-feb-2013	14	-17.63	20-mar-2013	12.57	-17.32	
a113982	22-feb-2013	14	-17.5	10-mar-2013	13	-16.91	
a113956	11-mar-2013	13.98	-17.5	06-sept-2013	17.43	-16.69	3 SVP
a113964	17-mar-2013	13.65	-17.52	En vie	-----	-----	
a98870	16-mar-2013	13.98	-17.48	En vie	-----	-----	
a113958	25-avril-2013	15.52	-17.22	En vie	-----	-----	8 SVP
a113963	24-avril-2013	15.52	-17.35	En vie	----	----	
a113965	24-avril-2013	16	-16.78	31-juil-2013	16.03	-16.5	
a113966	25-avril-2013	15	-17.32	29-nov-2013	14.91	-17.11	
a113968	25-avril-2013	15	-17.52	28-feb-2014	17.66	-24.49	
a113970	25-avril-2013	15.52	-16.97	25-avril-2013	14.68	-17.47	
a113975	24-avril-2013	16	-17.07	28-avril-2013	15.93	-16.69	
a113983	24-avril-2013	16	-17	27-avril-2013	15.82	-16.7	
b113961	27-juin-2013	14.41	-17.92	27-juin-2013	14.22	-18	5 SVP
b113970	27-juin-2013	14.41	-17.93	06-août-2013	14.99	-17.11	
b113971	27-juin-2013	14.4	-17.92	19-juil-2013	12.85	-16.95	
b113980	27-juin-2013	14.41	-17.86	12-juil-2013	13.14	-16.98	
a113981	27-juin-2013	14.41	-17.9	03-août-2013	14.76	-17.47	
Total	60 SVP						

Tableau 3.2. Bouées dérivantes déployées pendant COCES II au large du Sénégal dans l'océan Atlantique Tropical entre octobre 2011 et juin 2013.

Les types de bouées dérivantes (SVP ou CODE), la date et les coordonnées géographiques de leur déploiement sont répertoriés sur les Tableaux 3.1 et 3.2. Ces 46 et 60 bouées dérivantes déployées respectivement pendant les campagnes COCES I et COCES II ont permis de collecter et de mettre en place une base de données in-situ précieuses jamais égalée, utilisée, ici, pour décrire les principales caractéristiques de la circulation dans le SUSM.

3.2.4. Contrôle qualité et validation des données issues des bouées dérivantes

Différentes méthodes ont été développées pour le contrôle qualité à temps réel (RTQC) et la validation des mesures de courant provenant de bouées dérivantes. Le de RTQC des données de courant est basé sur des procédures de contrôle qualité de l'IODE/COI (1993), Mersea (2005) et SeaDataNet (2007).

La liste adoptée pour les paramètres relatifs aux mesures de courant à partir des bouées dérivantes est indiquée (Tableau 3.3).

Parameter	Units	Valid _min	Valid _max	Standard _name	Long _name
UCUR	m/s	-10	10	Eastward_sea_water_ velocity	Zonal component of sea surface water velocity
VCUR	m/s	-10	10	Northward_sea_water _velocity	Meridional component of sea surface water velocity

Tableau 3.3 : Paramètres actuellement inclus dans le dictionnaire MyOcean, se rapportant à des mesures de courant et conformes à SeaDataNet.

-Plateforme d'identification

Chaque transmission reçue doit contenir des informations identifiant la source des données et toute partie d'une transmission qui n'est pas identifiée comme provenant d'une source connue pour le centre de traitement est rejetée.

-Test de position sur la terre

Le test exige que la latitude et la longitude observées à partir d'une mesure de bouée dérivante doivent être situées dans l'océan. Une procédure automatique a été mise en œuvre pour vérifier si les données se trouvent sur terre et toute donnée ne pouvant pas être située dans l'océan est rejetée.

- Test « spike »

Les données sont éditées à travers une procédure automatique. Les critères sont basés sur une distance maximale de 1000 m, une vitesse maximale de 150 cm.s^{-1} et un angle maximal de 45 degrés, entre des points successifs. Ceci signifie que la longitude et la latitude d'un point sont enlevées si (i) les distances avec les points précédents et successifs sont plus grandes que la limite ; (ii) les vitesses précédentes ou successives sont supérieures à la limite ; (iii) les angles formés avec les points précédents et successifs sont à la fois dans les 180 ± 45 degrés. Cette procédure est réitérée deux fois et toutes les valeurs qui échouent au test de pointe sont supprimées.

-Test de drogue

Chaque transmission reçue doit contenir des informations sur la présence ou l'absence de l'ancre flottante et les données doivent être signalées de manière appropriée pour indiquer la présence ou l'absence de la drogue.

-Interpolation des données

Les données éditées sont interpolées sur les intervalles de temps réguliers de 1 heure en utilisant une technique d'analyse optimale connue sous le nom «kriging». Le « kriging » utilisé ici est basé sur l'ajustement analytique de la fonction de structure empirique calculée à partir de l'ensemble des données despiked (Hansen et Poulain, 1996) et permet de calculer à la fois la valeur interpolée et sa précision. La vitesse est calculée par différenciation centrée finie sur les données de positions interpolées 1-horaires puis échantillonnée toutes les 3 heures.

- Validation

Dans un premier temps, une édition manuelle est faite pour éliminer les valeurs aberrantes résiduelles visualisées sur les pistes des bouées dérivantes et fractionner la trajectoire de bouées, si nécessaire. Un logiciel est ensuite utilisé pour visualiser les pistes des

bouées dérivantes et un criblage à vue pour une série temporelle permet à l'opérateur de tracer les paramètres (latitude et longitude) mesurées pendant la durée de l'enregistrement. Cette opération est très utile, car elle permet à l'opérateur d'avoir une idée immédiate de la qualité des données. Toute valeur décalée de la ligne des données restantes de la série est considérée comme anormale (c'est-à-dire qu'une bouée pourrait être piégée pendant un certain temps près de la côte) et a peu de chances d'être une vraie représentation et est supprimée. La procédure d'interpolation est exécutée de nouveau et la dimension du pavillon est appliquée.

3.3. Caractéristiques de la dynamique de l'upwelling Sénégal-mauritanien.

Aux latitudes moyennes tropicales, les bords Est des bassins océaniques sont caractérisés par les courants moyens vers l'Equateur, appelés Courants de Bord Est (EBC) et par une variabilité importante créée par des tourbillons de méso-échelle. Embarqués dans ces EBC, des jets et des filaments transportent vers le large, des eaux côtières froides et riches en nutriments pendant la saison d'upwelling. Les phénomènes d'upwelling et de downwelling sont d'un intérêt particulier en raison de leur rôle dans les redistributions de nutriments, de chaleur et de sel entre autres (Austin et Lentz, 2002).

La dynamique de l'upwelling des EBC, en particulier en Californie, a été largement étudiée en s'appuyant sur des mesures *in situ*, des études théoriques et des simulations numériques depuis les années 1970 (Philander et Yoon, 1982; Huyer, 1983; Marchesiello *et al.*, 2003; Demarcq, 2009; Pardo *et al.*, 2011). En revanche, les régions d'upwelling de l'Atlantique Nord n'avaient pas attiré beaucoup d'attention, en raison d'un manque criard d'observations *in situ*.

Le présent travail vise à réduire ce manque d'observations et propose une étude systématique des événements d'upwelling et de filaments d'eaux froides à l'aide des mesures directes *in situ* (observations des bouées dérivantes), des données satellitaires (SST) et d'autres données auxiliaires (indice d'upwelling et vent ré-analysé). Son but est de décrire les principales caractéristiques du système d'upwelling au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie.

3.3.1. Données utilisées et méthodes appliquées

3.3.1.1. Bases de données

3.3.1.1.1. Satellites

Deux produits de SST dérivés d'observations satellites ont été utilisés dans cette étude: les données des systèmes MODIS-EOS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer-Earth Observing System AQUA et TERRA) et AVHRR-NOAA (Advanced Very High Resolution Radiometer, séries TIROS-N-NOAA (9 – 19)). Des cartes composites sur une période de 8 jours de la SST MODIS (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/modis_sst/), focalisées dans la région 10°-22°N, 12°-22°W, avec une résolution spatiale de ~ 5 km (level3), sont utilisés pour décrire les événements d'upwelling le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie. Les données AVHRR quotidiennes de SST, téléchargées depuis le site de la NOAA (<http://las.pfeg.noaa.gov/oceanWatch/oceanwatch.php>), à 11 km de résolution spatiale ont permis d'extraire une série temporelle de SST dans la zone autour de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar) (14°-15°N et 17° -18°W) où les bouées dérivantes ont été déployées de mai 2009 à juin 2013.

Les séries temporelles des produits de vent dans la région de la presqu'île du Cap-Vert sont issues de la NOAA (NOAA/NCDC Blended) (http://las.pfeg.noaa.gov/las6_5/servlets/dataset?catitem=30). Ce sont des vents de surface générés sur une grille globale de 0.25°x 0.25° toutes les 6 h par un mélange d'observations provenant de plusieurs satellites et de réanalyses NCEP2.

Les valeurs horaires de l'indice d'upwelling côtier proviennent directement du site web de la Division de la recherche environnementale de la NOAA (upwelling and Index Environmental Products, <http://www.pfeg.noaa.gov>). L'indice est calculé selon la théorie Ekman donnant le transport de masse en fonction de la tension du vent. Ce transport d'Ekman défini comme la tension du vent divisé par le paramètre de Coriolis, est exprimé suivant ses composantes parallèle et perpendiculaire à l'orientation de la côte. Le long des côtes sénégalomauritanienne, l'indice d'upwelling est l'amplitude de la composante vers l'ouest du transport d'Ekman et représente le volume par unité de temps de l'eau ramenée à la surface depuis la base de la couche d'Ekman.

3.3.1.1.2. In situ

Dans le cadre du projet COCES (Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal), 109 bouées dérivantes de types SVP (Surface Velocity Program, Sybrandy et Niiler, 1991) et CODE (Coastal Ocean Dynamic Experiment, Davis, 1985) ont été déployées puis suivies par satellite Argos, au large du Sénégal, entre mai 2009 et juin 2013.

Les séries temporelles de positions des bouées dérivantes ont été éditées puis interpolées linéairement à intervalles de temps réguliers de 2-h en utilisant la technique de krigeage (interpolation optimale; Hansen et Poulain, 1996; Poulain *et al.*, 2004a). Ces positions interpolées ont ensuite été filtrées par passe-bas à l'aide d'un filtre de Hamming (période de coupure à 36-h) afin d'éliminer les composantes des courants à haute fréquence (courants de marée et d'inertie) puis sous-échantillonnées à 6-h d'intervalles. Les composantes des vitesses sont alors estimées à partir de la méthode des différences finies centrées pour à la fin obtenir un ensemble de données.

3.3.1.2. Méthodes

3.3.1.2.1. Cartes SST et trajectoires de bouées dérivantes

Les événements d'upwelling ont été identifiés en utilisant des diagrammes Hovmöller (espace-temps) de SST et du pompage d'Ekman pour la période de novembre 2009 à juillet 2013 sur la zone côtière matérialisée par la tâche bleue de la Figure 3.10b.

Le développement et l'évolution des filaments d'eaux froides le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie ont été décrites qualitativement en superposant les trajectoires des bouées dérivantes COCES sur les cartes d'anomalies de SST normalisées, obtenues en soustrayant la valeur moyenne aux valeurs composites de la SST MODIS et en divisant par l'écart-type relatif $anom_SST_{norm} = (SST_{comp} - SST_{moy}) / (\sigma(SST))$. Des configurations instantanées représentatives des principaux épisodes d'upwelling ont été sélectionnées et sont montrées dans la section 3.3.3.

3.3.1.2.2. Le pompage d'Ekman

L'upwelling se produit le long de la côte lorsque la tension du vent de surface produit un transport d'Ekman vers le large ou lorsque le rotationnel de la tension du vent produit un mouvement vers le haut en bas de la couche d'Ekman (Halpern, 2002). Le transport d'Ekman est proportionnel à la force du vent et inversement proportionnel au sinus de la latitude (Sverdrup *et al.*, 1942). Au large de la cote nord-ouest africaine, la composante vers l'équateur de la tension des vents alizés de nord-est (τ^y) est responsable du transport d'Ekman moyen vers le large (E^x) par unité de longueur: $-E^x \cong \tau^y / \rho f$

où 'ρ' est la masse volumique de l'eau de mer, 'f' est le paramètre de Coriolis et τ^y défini est comme:

$$\tau^y = \rho_a C_d |W| v^w;$$

où 'ρ_a' est la densité de l'air, $W=(u^w, v^w)$ est la vitesse du vent et 'C_d' le coefficient de traînée définie par Smith (1980).

La vitesse verticale produit par le rotationnel de la tension du vent méridien au bas de la couche d'Ekman, W_{EK} , appelé pompage d'Ekman, est défini par Hagen (2001) comme:

$$W_{EK} = \frac{\partial \tau^y}{\partial x} \frac{1}{\rho f}$$

Les valeurs positives de W_{EK} indiquent la présence de l'upwelling.

3.3.1.2.3. Champ de vitesses des bouées dérivantes

Les données des bouées dérivantes ont été aussi utilisées pour estimer le champ de vitesse moyenne pseudo-eulérienne pendant les saisons d'upwelling de 2009 à 2013. Une moyenne a été définie sur la période novembre-mai coïncidant avec l'occurrence des principaux événements d'upwelling le long des côtes du Sénégal et du sud de la Mauritanie. Les vitesses des bouées dérivantes ont été moyennées spatialement dans des boîtes géographiques sans chevauchement de 0.5° x 0.5°, choisies pour résoudre la circulation du sous-bassin et avoir un nombre statistiquement significatif de données à l'intérieur de chaque boîte. Ne sont considérées ici que les boîtes contenant au moins 5 observations de bouées dérivantes.

3.3.1.2.4. Séries temporelles de SST, du vent et de l'indice d'upwelling dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal)

Les principaux événements d'upwelling, durant les saisons d'upwelling de 2009 à 2013, ont été sélectionnés en utilisant les séries temporelles de SST, d'indice d'upwelling et de vent de la NOAA, moyennées dans une zone située au large de la presqu'île du Cap-Vert (entre 14° -15°N et 17°-18°W, rectangle noir sur la Figure 3.10a), lieu de déploiement des bouées dérivantes. Cette région est caractérisée par la formation de filaments d'upwelling qui s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres au large des côtes (Demarcq, 1998) ou qui se déplacent vers le sud le long du talus continental du Sénégal (Roy, 1998). C'est aussi un lieu de génération de tourbillons océaniques (Alpers et al 2012). Les événements d'upwelling, énumérées dans le tableau 3.4 se produisent généralement de Novembre à Mai et peuvent être identifiés par un minimum relatif dans la série temporelle de SST, associé à un maximum relatif de l'indice d'upwelling et de la composante méridienne de la vitesse du vent. Des événements d'upwelling intenses alternent quelquefois avec des périodes d'affaiblissement des alizés, identifiées dans la série temporelle par un minimum de la composante méridienne du vent, associé à un maximum et un minimum relatifs respectivement de la SST et de l'indice d'upwelling.

3.3.2. Caractéristiques des saisons d'upwelling de 2009 à 2013

Les diagrammes Hovmöller de la SST (Figure 3.11) et du pompage d'Ekman (Figure 3.12) moyennés en longitude dans la zone côtière du Sénégal et de la Mauritanie (tâche noire représentée sur la Figure 3.10b) résument les principales caractéristiques des saisons d'upwelling pour la période de novembre 2009 à juillet 2013. En novembre et décembre le phénomène d'upwelling prévaut seulement au nord de 19°N, caractérisé par une SST inférieure à 22°C (Figure 3.11) et des vitesses verticales d'environ $8.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (de l'ordre de 0.7 m.jour^{-1}) (Figure 3.12).

En décembre-janvier, on observe des eaux froides le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie (Figure 3.11). Les principaux événements d'upwelling se produisent entre janvier et mai (Figure 3.11), avec des vitesses verticales de l'ordre de $6.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ ou 0.5 m.jour^{-1} (Figure 3.12). Pendant cette période, on observe quatre grands filaments d'upwelling, décrits plus en détail dans la sous-section 3.3.4 (voir également les figures 3.18-3.21). En juin les événements d'upwelling au sud du Cap Timiris disparaissent progressivement et l'eau froide

résiduelle se mélange avec les eaux chaudes de surface de l'Atlantique Tropical, alors que l'upwelling au nord de 19°N persiste jusqu'au début du mois de juillet.

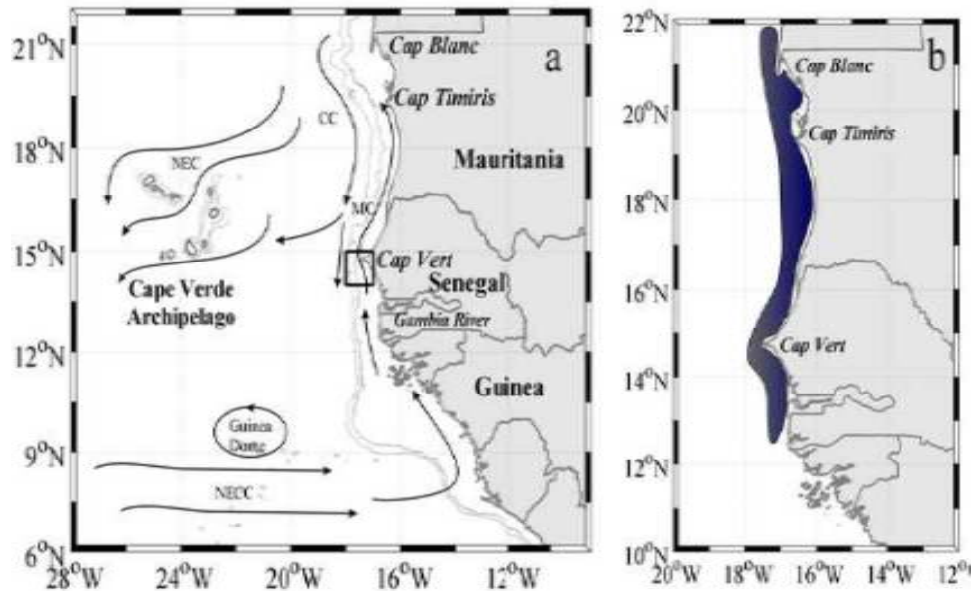


Figure 3.10 : (a) Principaux courants de surface au large de la côte ouest africaine et autour de l'archipel du Cap-Vert. Le carré noir indique la zone d'étude sélectionnée autour du Cap-Vert où l'ensemble des bouées dérivantes ont été déployées. (b) Région côtière utilisée pour le tracé des diagrammes Hovmöller des figures 3.11 et 3.12.

Les SST les plus basses sont observées dans la zone du Cap Blanc au printemps (mars et avril) alors que le maximum de pompage d'Ekman se situe au large de la presqu'île du Cap-Vert et du Cap Blanc.

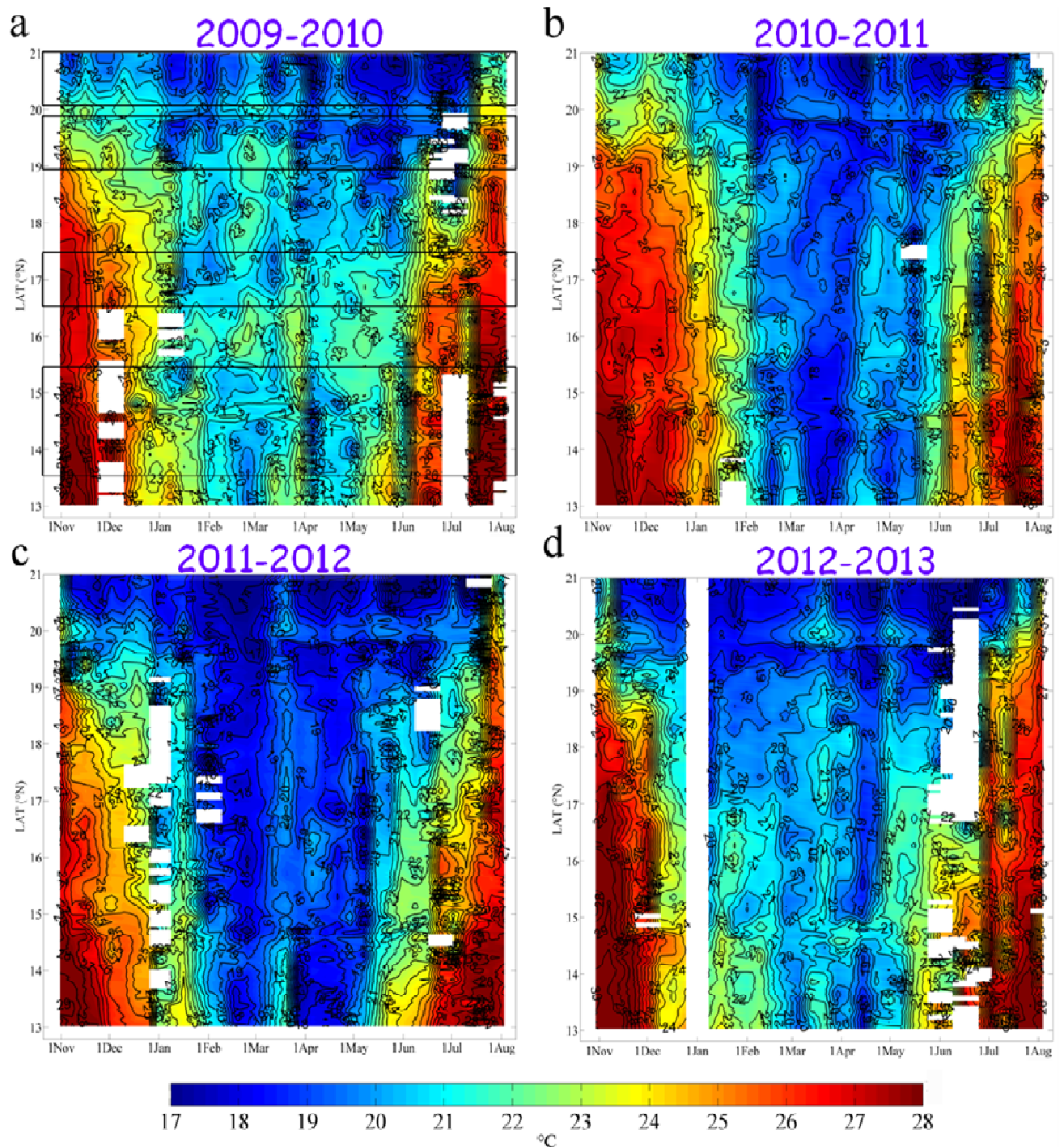


Figure 3.11 : Diagrammes Hovmöller de SST MODIS 8-jours moyennée en longitude dans la zone côtière représentées en bleu sur la Figure 3.10b pour les périodes novembre 2009- juillet 2010 (a), novembre 2010-Juillet 2011 (b), novembre 2011- juillet 2012 (c) et novembre 2012- juillet 2013 (d). Les rectangles noirs sur la figure a représentent les emplacements des quatre grands filaments d'upwelling.

Le cycle saisonnier de la SST assez marqué, en particulier au sud de 19°N, confirme les résultats de Lathulière *et al.* (2008).

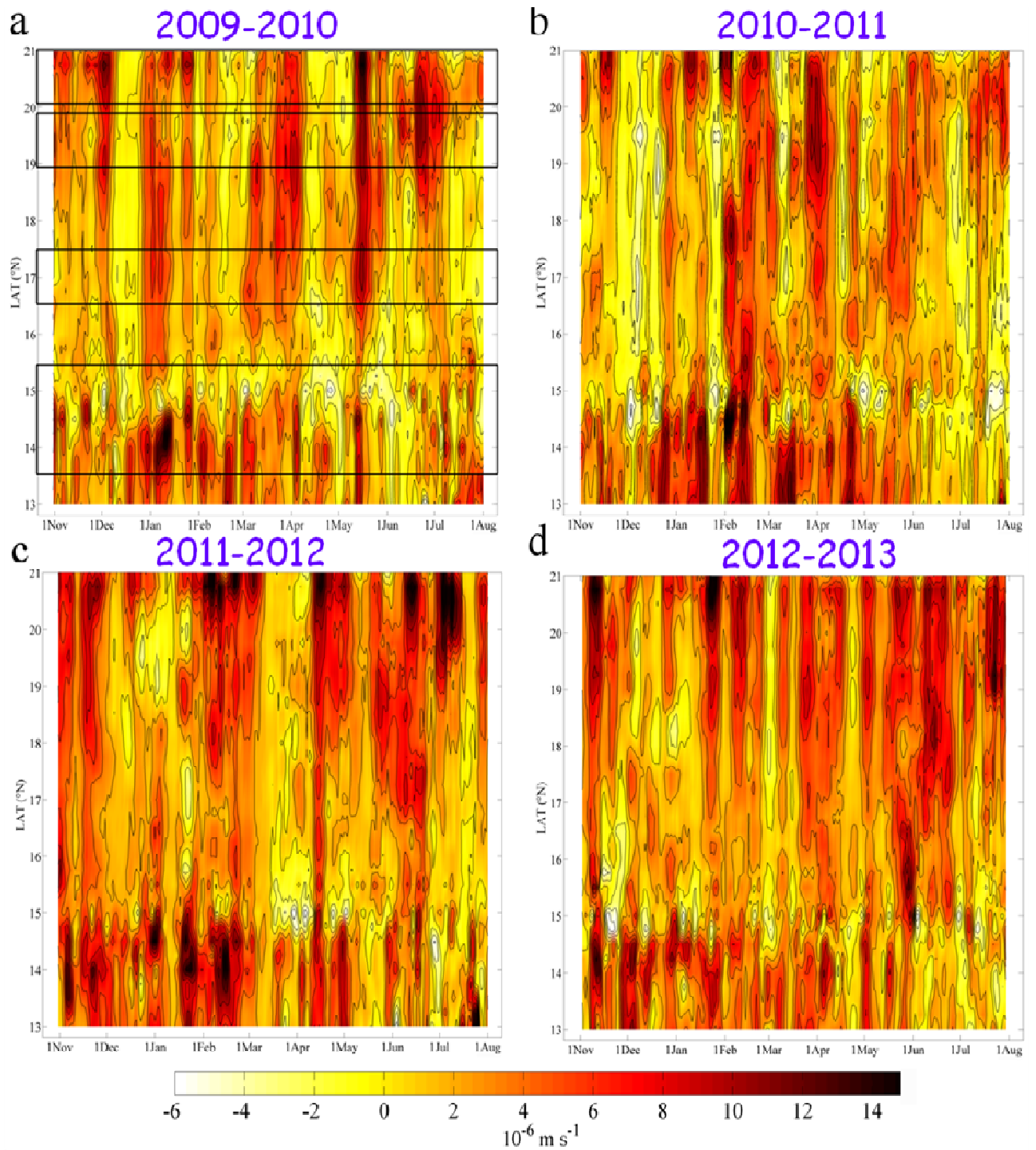


Figure 3.12 : Diagrammes Hovmöller du pompage d'Ekman dans la zone côtière représentée en bleu sur la figure 3.10b pour les périodes novembre 2009- Juillet 2010 (a), novembre 2010- Juillet 2011 (b), novembre 2011-Juillet 2012 (c) et novembre 2012-Juillet 2013 (d). Les rectangles noirs sur la figure a représentent les emplacements des quatre grands filaments d'upwelling.

L'intensité des vitesses verticales (Figure 3.12) au bas de la couche d'Ekman suit l'évolution des événements d'upwelling avec des valeurs fortement positives réparties le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie entre janvier et juin. Les épisodes d'upwelling les plus intenses sont associés à de grandes vitesses positives du pompage d'Ekman. Dans la région du Cap-Vert, autour de 15°N, des valeurs positives (upwelling) alternent avec des valeurs négatives (downwelling) du pompage d'Ekman, reflétant les périodes de relaxation du vent décrites dans la section 3.3.3.

L'upwelling côtier est plus faible en 2009-2010 (Figure 3.11a), avec des SST plus chaudes comparées aux saisons d'upwelling des années 2010-2011 et 2011-2012 (Figure 3.11b et 3.11c). Cette variabilité interannuelle peut être corrélée à la variation des vents alizés qui, à leur tour, peuvent être influencés par des événements chauds (El Niño)/froids (La Niña) dans le Pacifique. Les fluctuations des vents alizés au large de la côte ouest africaine sont cohérentes avec les fluctuations de l'indice ENSO dans le Pacifique et modulent l'intensité de l'upwelling côtier et l'advection d'eau froide sur le plateau continental (Roy et Reason, 2001). La série temporelle de l'indice ENSO multivarié (MEI), obtenu à partir du site de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>), est utilisée pour surveiller l'état du phénomène ENSO pendant la période 2009-2013 (Figure 3.13) et est comparée à la série temporelle de la SST moyennée dans les régions respectives des quatre principaux filaments d'upwelling (zones désignées par des rectangles sur la Figure 3.11a): presqu'île du Cap-Vert (13.5°-15.5°N), sud de la Mauritanie (16°N-18°N), Cap Timiris (19°N-20° N) et Cap Blanc (20°N-21°N).

Le décalage entre le développement des événements ENSO matures dans le Pacifique et leur signature le long de la côte de l'Afrique de l'Ouest est d'environ 4 à 5 mois (Roy et Reason, 2001), pouvant ainsi expliquer le fait que la série temporelle de SST soit décalée de 4 mois par rapport à l'indice MEI sur la Figure 3.13. L'indice MEI (figure 3.13) est positif durant la saison d'upwelling 2009-2010, indiquant des conditions d'El Niño dans le Pacifique qui sont favorables à l'affaiblissement de l'upwelling côtier le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie. En revanche, le MEI négatif des saisons d'upwelling 2010-2011 et 2011-2012 sont des indicateurs des conditions de La Nina dans le Pacifique qui ont pour effet un renforcement des vents alizés de l'Atlantique, plus particulièrement, la composante du vent parallèle à la côte favorable à l'upwelling. La variabilité interannuelle est plus prononcée dans les régions de filaments au large de la presqu'île du Cap-Vert et en Mauritanie, où les valeurs

moyennes de la SST au cours de la saison d'upwelling 2009-2010 sont d'environ 2°C plus grandes que celles des saisons d'upwelling 2010-2011 et 2011-2012 (Figure 3.13). La saison d'upwelling 2012-2013 montre des valeurs de SST similaires à celles de la saison 2009-2010 et un indice MEI correspondant aux conditions d'El Nino, qui, cependant, est moins fort que celui de la saison d'upwelling 2009-2010.

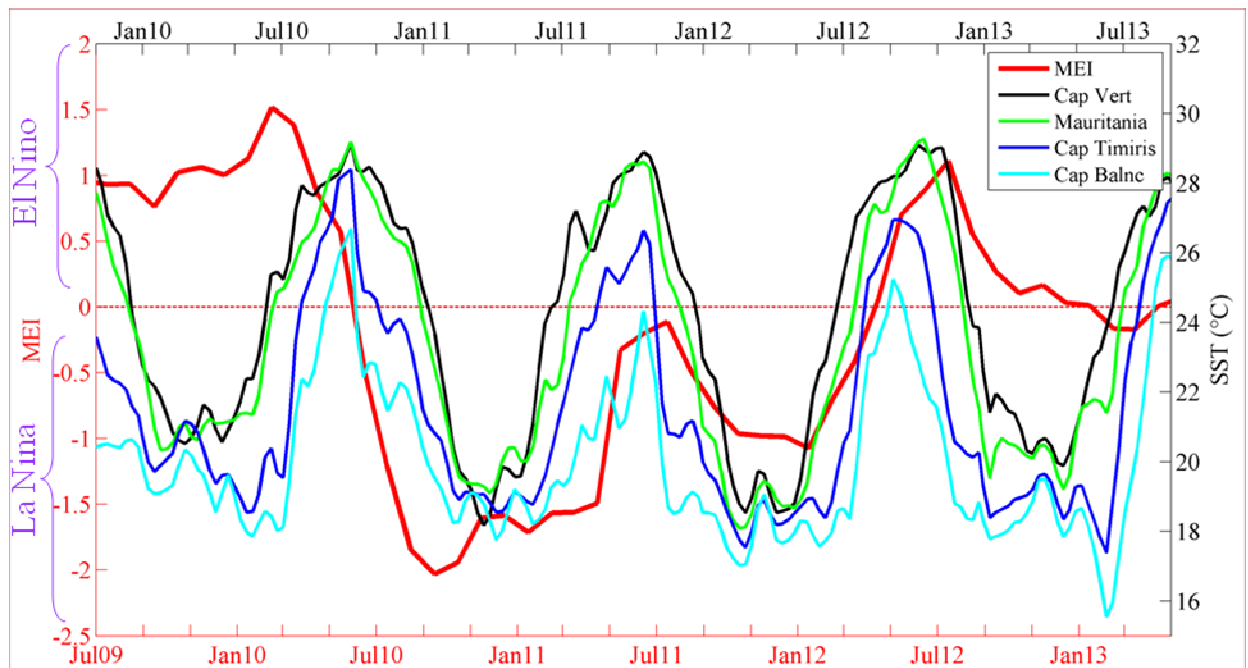


Figure 3.13 : Séries temporelles de l'indice MEI et la SST calculés dans les régions respectives des 4 filaments d'upwelling, matérialisées par les rectangles sur la Figure 3.11a. 3.

3.3.3. Suivi des événements d'upwelling au large de la presqu'île du Cap-Vert

Les résultats des sous-sections précédentes décrivent la région de la presqu'île du Cap-Vert comme l'une des plus intéressantes du système d'upwelling du Sénégal et de la Mauritanie, elle est influencée par des variations interannuelles des saisons d'upwelling (Figures 3.11 et 3.13) et par les fluctuations entre les intensités de vitesses verticales positives et négatives au bas de la couche d'Ekman (Figure 3.12). Pour aborder ces aspects, dans la présente sous-section, nous nous focalisons sur la zone marquée par le rectangle noir sur la Figure 3.10a et nous analysons les séries temporelles correspondantes de SST AVHRR,

d'indice d'upwelling et de la composante méridienne du vent. Les principaux événements d'upwelling sont identifiés et caractérisés dans cette sous-section.

La Figure 3.14a montre des séries temporelles de SST et d'indice d'upwelling en hiver-printemps de la saison d'upwelling 2009-2010 moyennés dans la zone de la presqu'île du Cap-Vert; les intensités moyennes de la composante méridienne (favorable à l'upwelling) du vent estimée dans cette boîte sont représentées sur la Figure 3.14b.

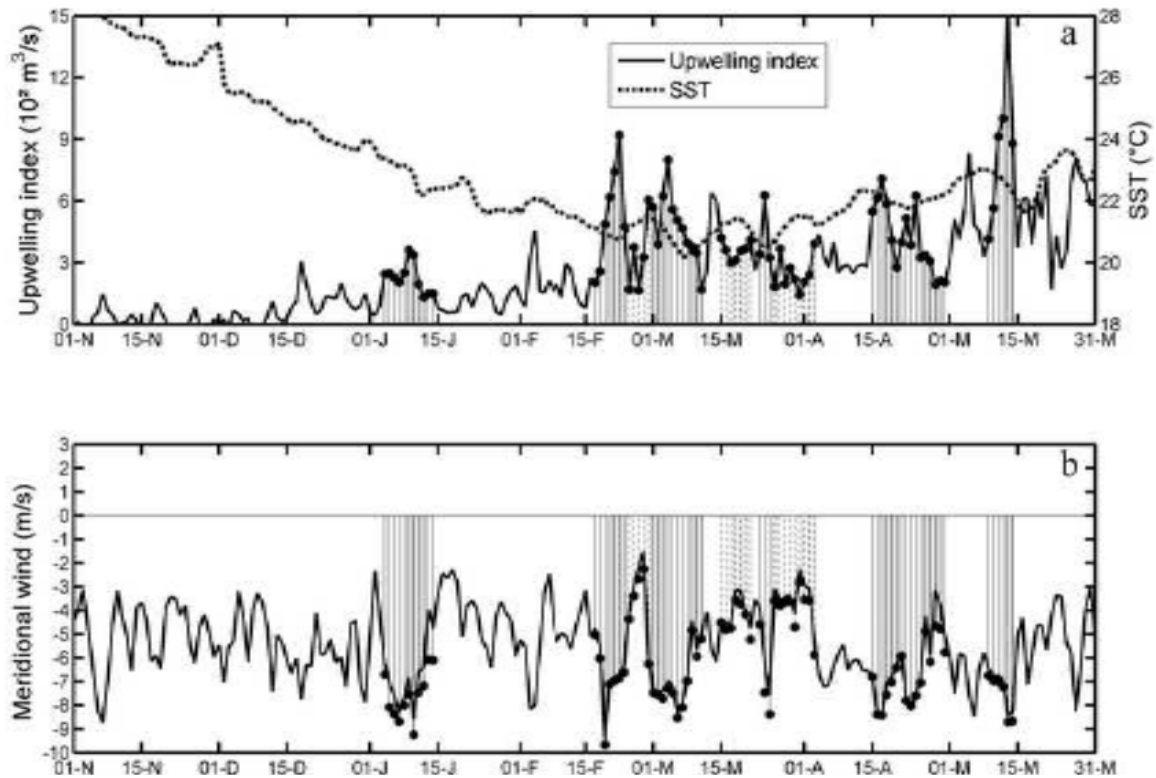


Figure 3.14 : SST et indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir de la figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2009-2010. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisées par des lignes continues et discontinues.

Les événements d'upwelling les plus intenses (montrés par les points noirs et les lignes continues sur la Figure 3.14) sont enregistrés dans la période de février à mai 2010. Les valeurs maximales de l'indice d'upwelling sont observées dans la troisième semaine de février 2010 ($870 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), simultanément avec l'intensité maximale du vent méridien ($\sim 9,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en valeur absolue), et dans la deuxième semaine de mai 2010 ($1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La valeur minimale de SST ($\sim 20,2^\circ\text{C}$) est trouvée dans la deuxième semaine de mars 2010 (Tableau 3.4 et Figure 3.14). Certains événements d'upwelling sont suivis par des périodes de relaxation du vent (points noirs et lignes en pointillés sur la Figure 3.14), caractérisées par un affaiblissement de

l'indice d'upwelling et des vents favorables à l'upwelling. L'intensité minimale du vent méridien est observée en fin février 2010 ($\sim 1,8 \text{ m.s}^{-1}$ en valeur absolue), associée à de faibles valeurs de l'indice d'upwelling ($\sim 166 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) et un maximum relatif de SST ($\sim 21,5^\circ\text{C}$). Les autres événements de relaxation sont enregistrés dans la période 15-21 mars 2010 (composante méridienne du vent de $\sim -3,1 \text{ m.s}^{-1}$, indice d'upwelling de $\sim 300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST de $\sim 21,4^\circ\text{C}$) et fin mars-début avril 2010 (composante méridienne du vent de $\sim -2,1 \text{ m.s}^{-1}$, indice d'upwelling de $\sim 145 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST de $\sim 21,5^\circ\text{C}$).

Pendant la saison d'upwelling 2010-2011, la région de la presqu'île du Cap-Vert montre des indices d'upwelling importants en avril ($1160 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) et en mai ($1020 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), l'intensité du vent méridien est maximale ($\sim 10,3 \text{ m.s}^{-1}$ en valeur absolue) dans la troisième semaine de mars (Tableau 3.4 et Figure 3.15). La SST moyenne dans la zone diminue rapidement entre novembre 2010 et février 2011 (la valeur minimale de $18,5^\circ\text{C}$ est observée à mi février), puis augmente lentement entre mars et mai 2011 (Tableau 3.4 et Figure 3.15a). Les périodes importantes de relaxation du vent sont observées en fin février 2011 (composante méridienne du vent $\sim -1,3 \text{ m.s}^{-1}$, indice d'upwelling $\sim 154 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST $\sim 20^\circ\text{C}$) et dans la deuxième semaine d'Avril 2011 (composante méridienne du vent $\sim -2 \text{ m/s}$, l'indice d'upwelling $\sim 212 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST de $\sim 21,9^\circ\text{C}$).

La saison d'upwelling de 2011-2012 dans la zone de la presqu'île du Cap-Vert est caractérisée par un comportement en SST similaire à celui de 2010-2011 (Figure 3.16a), mais avec une diminution de la SST plus rapide que l'année précédente pendant les mois de novembre, décembre et janvier. La valeur minimale de SST (18°C) est observée dans la troisième semaine de février, la plus grande valeur de l'indice d'upwelling est enregistrée en avril ($1500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), l'intensité du vent favorable à l'upwelling est maximale ($\sim 9,3 \text{ m.s}^{-1}$ en valeur absolue) dans la troisième semaine de février. Trois épisodes de relaxation du vent sont observés au cours de cette saison d'upwelling: le premier dans la période 8-15 janvier 2012 (composante méridienne du vent $\sim -2,0 \text{ m.s}^{-1}$, indice d'upwelling de $\sim 104 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST de $\sim 23,5^\circ\text{C}$), le second dans la période 9-15 mars 2012, caractérisé par une composante méridienne du vent de $\sim -0,5 \text{ m.s}^{-1}$, un indice d'upwelling de $\sim 127 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et une SST de $20,6^\circ\text{C}$, et le troisième dans la période 11-19 mai 2012 (composante méridienne du vent de $\sim 1,0 \text{ m.s}^{-1}$, indice d'upwelling de $\sim 184 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et SST de $22,9^\circ\text{C}$).

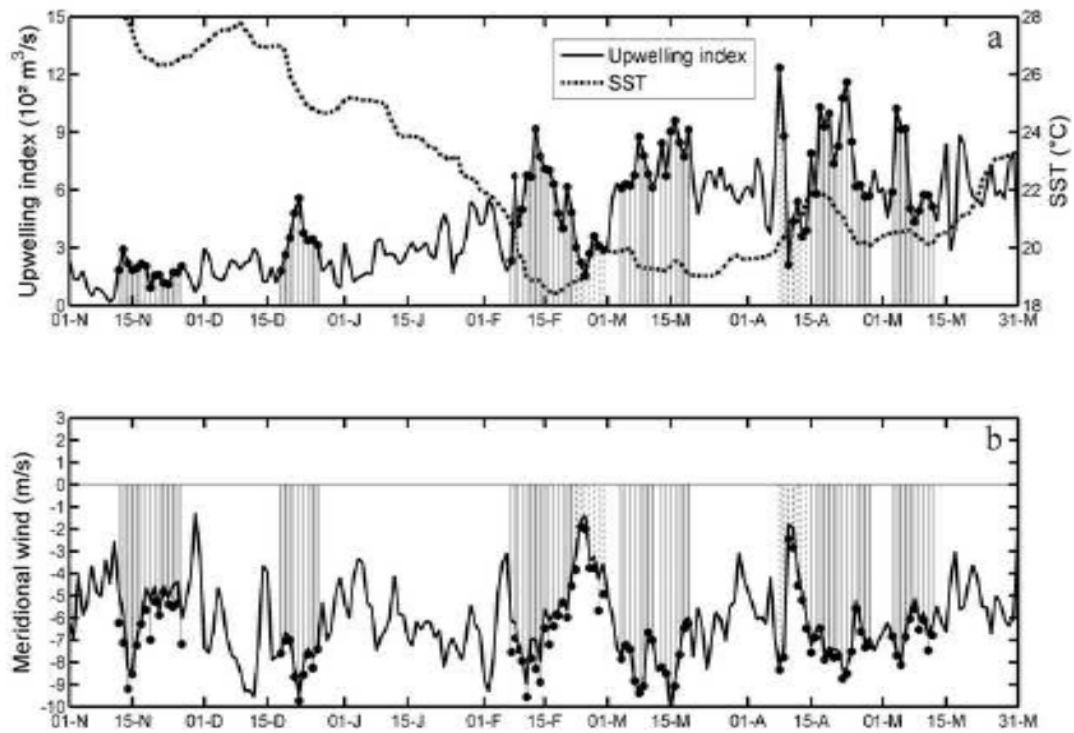


Figure 3.15 : SST et de l'indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir dans la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2010-2011. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisés avec des lignes continues et discontinues.

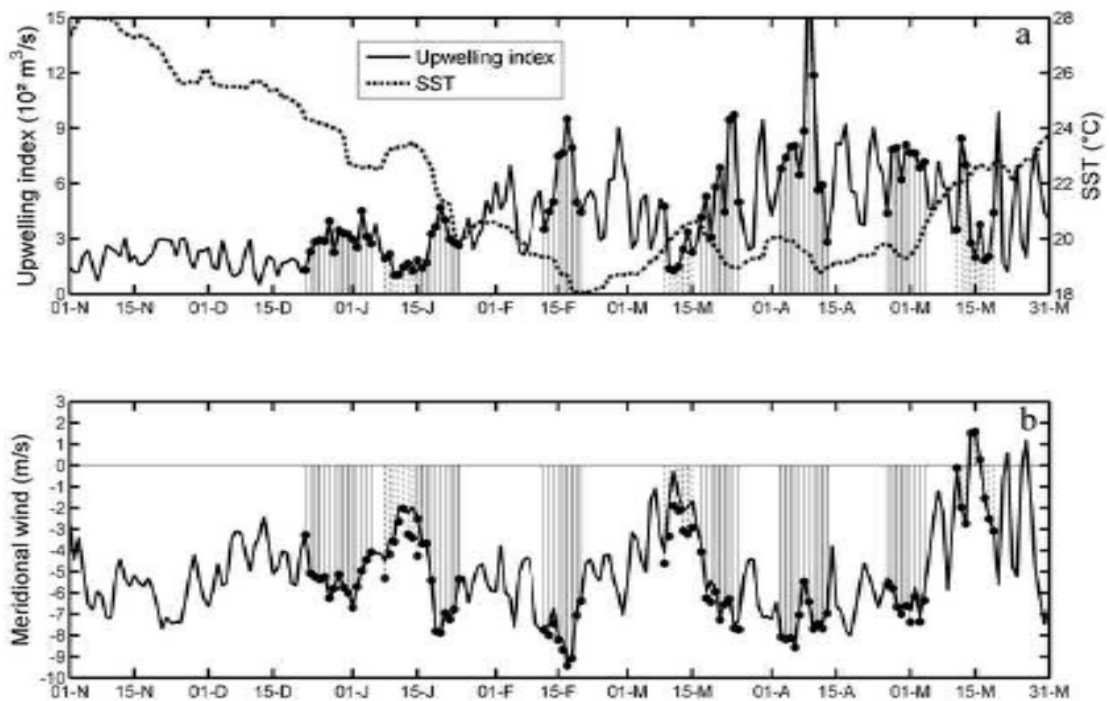


Figure 3.16 : SST et de l'indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir dans la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2011-2012. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisés avec des lignes continues et discontinues.

La saison d'upwelling 2012-2013 est caractérisée par 8 événements d'upwelling assez intenses dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (Figure 3.17) avec un maximum de l'indice d'upwelling ($1010 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et de l'intensité du vent méridien ($\sim -10,4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) et un minimum de SST ($\sim 19,9 \text{ }^\circ\text{C}$) dans la première quinzaine d'avril 2013. L'indice d'upwelling est plus faible comparé aux valeurs des saisons précédentes. Quatre périodes de relaxation du vent sont identifiées au cours de cette saison avec des indices d'upwelling inférieurs à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et des composantes méridiennes du vent positives ou légèrement négatives.

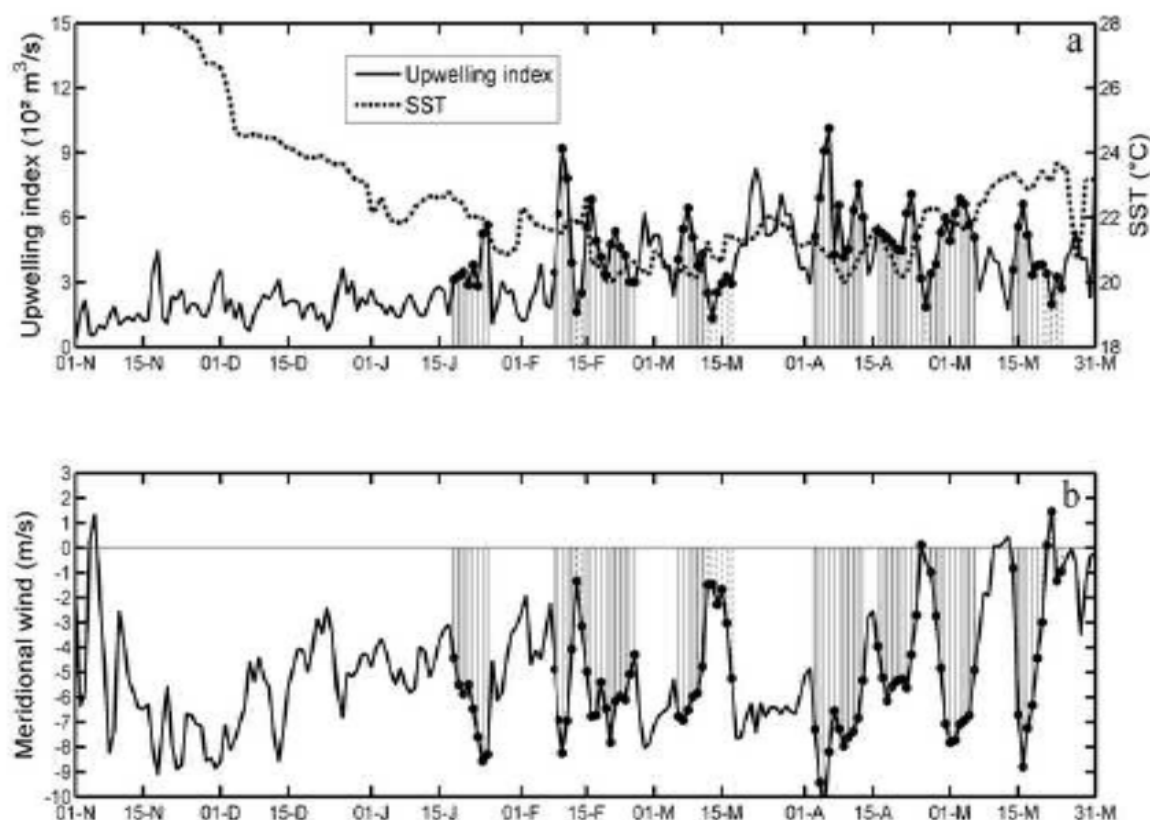


Figure 3.17 : SST et de l'indice d'upwelling (a) et composante méridienne du vent (b), moyennés spatialement dans le rectangle noir dans la Figure 3.10 durant la saison d'upwelling 2012-2013. Les périodes caractérisées par les événements d'upwelling et de relaxation sont respectivement matérialisés avec des lignes continues et discontinues.

	Upwelling Events	Meridional wind component (m/s)	Maximum Upwelling Index 10^2 (m ³ /s)	SST (°C)
2009 2010	4-14 Jan 2010	-8.6	3.8	22.2
	17-23 Feb 2010	-9.5	8.7	20.8
	01-11 Mar 2010	-8.4	7.4	20.2
	23-25 Mar 2010	-7.6	5.8	20.5
	14-27 Apr 2010	-8.4	7.0	21.8
	09-14 May 2010	-8.5	15	21.6
2010 2011	12-26 Nov 2010	-8.5	2.2	26.3
	18-26 Dec 2010	-9.5	5.5	24.6
	7-21 Feb 2011	-9.0	9.2	18.5
	4-11 Mar 2011	-9.3	8.8	19.2
	13-19 Mar 2011	-10.3	9.6	19.0
	15-28 Apr 2011	-8.3	11.6	20.1
	3-12 May 2011	-8.0	10.2	20.1
2011 2012	22 Dec 2011-03 Jan 2012	-6.7	3.5	22.5
	15-24 Jan 2012	-7.9	4.7	19.9
	12-20 Feb 2012	-9.3	9.5	18.0
	17-25 Mar 2012	-7.1	7.0	19
	3-13 Apr 2012	-8.5	15.0	18.8
	21-26 Apr 2012	-6.7	9.1	19.3
2012 2013	18-21 Jan 2013	-8.6	5.6	22.0
	8-12 Feb 2013	-8.2	9.2	21.5
	15-25 Feb 2013	-7.8	6.8	19.9
	6-11 Mar 2013	-7.0	6.4	20.1
	3-13 Apr 2013	-10.4	10.1	19.9
	16-25 Apr 2013	-6.1	7.1	20.2
	27 Apr-6 May 2013	-7.8	6.9	21.6
	14-19 May 2013	-8.8	6.6	22.9

Tableau 3.4 : Événements d'upwelling (les plus intenses) enregistrés sur la période 2009-2013 dans la région de la presqu'île du Cap-Vert correspondant au maximum de la composante méridienne du vent et de l'indice d'upwelling et au minimum de SST.

3.3.4. Filaments d'eaux froides

Saison d'upwelling 2009-2010

La saison d'upwelling 2009-2010 commence en novembre-décembre au nord de 19°N (Figures 3.11a et 3.18a), avec une SST de 20 à 22°C et un pompage d'Ekman de l'ordre de $4 \cdot 10^{-6}$ à $6 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (de 0.3 à 0.5 m.jour⁻¹) (Figure 3.12a) ; les filaments d'eaux froides sont observés au large du Cap Blanc et du Cap Timiris (Figure 3.18a). Dans la seconde moitié de janvier 2010, quatre grands filaments d'upwelling sont générés le long de la côte aux latitudes respectives de la presqu'île du Cap-Vert, du Cap Timiris, du Cap Blanc et du sud de la côte mauritanienne entre 16° et 18°N (Figures 3.18b) avec une extension au large de 100-200 km. La SST moyenne est ~ 18-20 °C dans le nord (filaments Cap Timiris et Cap Blanc) et de 20-21 °C dans le sud (filaments Cap-Vert et sud Mauritanie). En février et avril 2010, la zone d'upwelling atteint son extension méridionale maximale (Figures 3.18c et 3.18d); les eaux froides originaires de la région du Cap-Vert sont transportées vers le sud par les courants de surface (voir aussi la Figure 3.22). Les bouées dérivantes déployées dans les filaments du Cap-Vert enregistrent des vitesses de 30 à 40 cm/s. Les événements d'upwelling en avril et mai 2010 (Figure 3.11a) renforcent les filaments d'eaux froides du Cap-Vert (Figure 3.18e) et du sud des côtes mauritaniennes (Figure 3.18f), le pompage d'Ekman atteint des valeurs supérieures à $10 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (0.85 m.jour⁻¹) en mai 2010. Les bouées dérivantes déployées au large du Cap-Vert sont principalement transportées vers l'ouest, en suivant le filament du Cap-Vert, et vers le sud sur le plateau continental du Sénégal (au sud du Cap-Vert) (Figures 3.18c, 3.18d et 3.18e). Les bouées dérivantes déployées au sud de l'embouchure du fleuve Gambie sont transportés vers le sud et vers le sud-ouest entre 10°N et 12°N (Figures 3.18c, 3.18d et 3.18e).

Saison d'upwelling 2010-2011

Le premier épisode d'upwelling de la saison 2010-2011 se produit en fin novembre 2010 dans la région du Cap Blanc (Figures 3.11b et 3.19a) avec des vitesses verticales de $8 \cdot 10^{-6}$ - $12 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (0.7 à 1 m.jour⁻¹) (Figure 3.12b). Une étroite bande d'eau relativement froide est observée le long de la côte entre la presqu'île du Cap-Vert et le Cap Blanc (Figure 3.19a) avec des valeurs côtières de SST en baisse de ~ 24°-25°C dans la région du Cap-Vert à ~ 19°-20°C au large du Cap Blanc. En fin décembre 2010, les eaux upwellées montrent une

extension plus large, avec des eaux assez froides (environ 25°C) observées au-dessus du rebord du plateau continental du Sénégal au sud du Cap-Vert (Figure 3.19b). En mi-février 2011, un événement d'upwelling important et persistant (Figures 3.11b et 3.12b) génère de grands filaments d'upwelling (Figure 3.19c) qui s'étendent sur environ 400 km au large de la côte de la Mauritanie. L'eau upwellée dans la région du Cap-Vert est transportée vers le sud et se propage entre 10.5-15°N et 16°-19°W, ce transport vers le sud des eaux côtières froides est associé à un pompage d'Ekman positif (Figure 3.12b). Les filaments au large des côtes de la Mauritanie persistent jusqu'à mars 2011 (Figures 19d et 19e), date à laquelle ils sont renforcés par un nouvel événement d'upwelling (Figures 3.11b et 3.12b). Les eaux froides côtières occupent la région située au sud du Cap-Vert sur le plateau continental du Sénégal et de la Guinée (Figures 3.19d, 3.19e et 3.19f). Les bouées dérivantes déployées au nord du Cap-Vert se déplacent vers le nord parallèlement à la côte ou sont transportées vers l'ouest suivant le filament d'eau froide localisé à $\sim 18^\circ\text{N}$, à des vitesses de 20 à 30 cm.s^{-1} (Figures 3.19e et 3.19f) ou se déplacent dans la direction sud-ouest à 20 voir 25 cm.s^{-1} (Figure 3.19f).

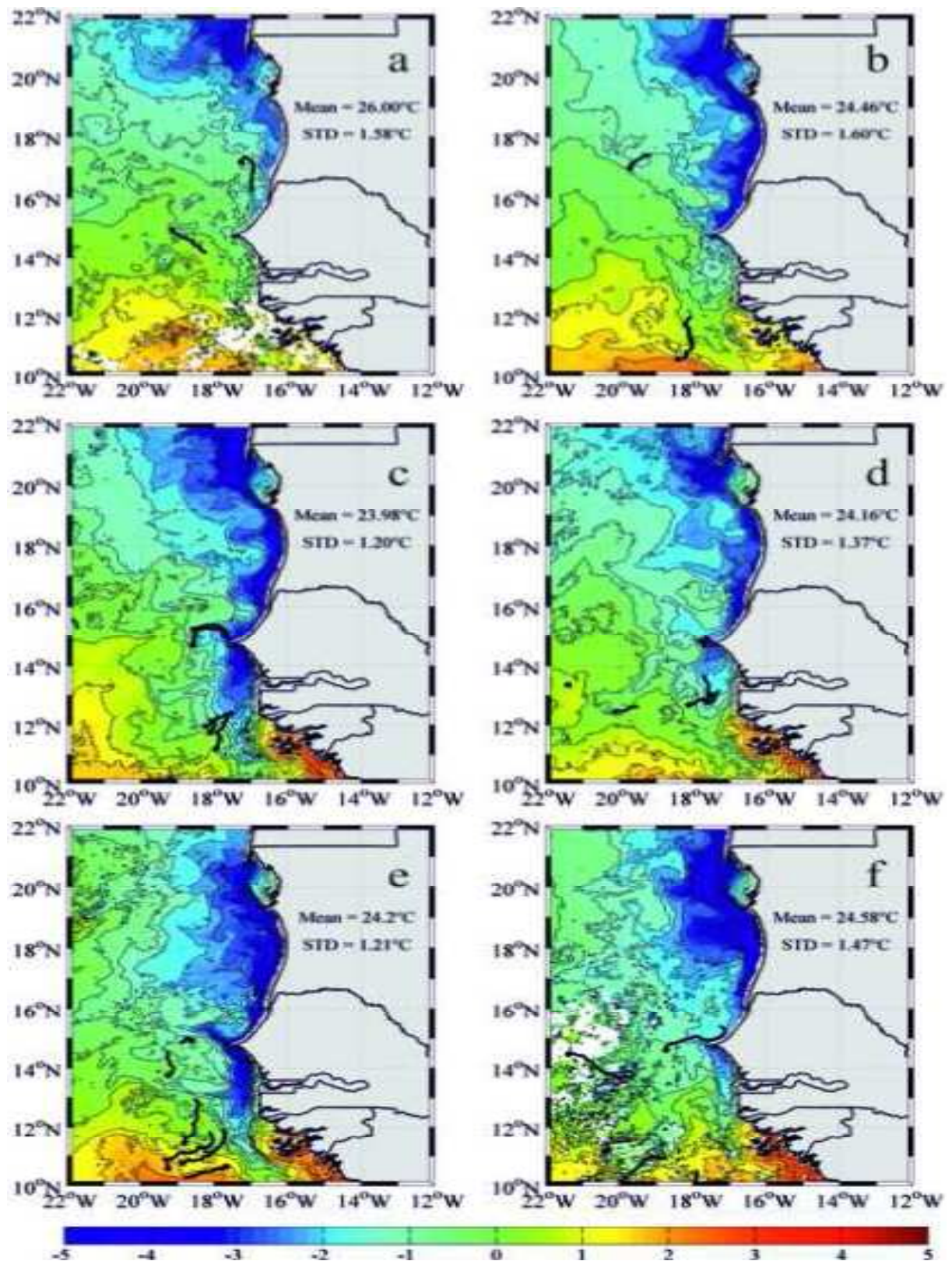


Figure 3.18 : Anomalies de SST normalisées, dérivées de la SST composite MODIS 8-jours pour la saison d'upwelling 2009 -2010 superposées aux trajectoires des bouées dérivantes de surface. Les Cartes MODIS sont centrées le 10 décembre 2009 (a), le 16 janvier 2010 (b), le 17 février 2010 (c), le 21 mars 2010 (d), le 22 avril 2010 (e) et le 8 mai 2010 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

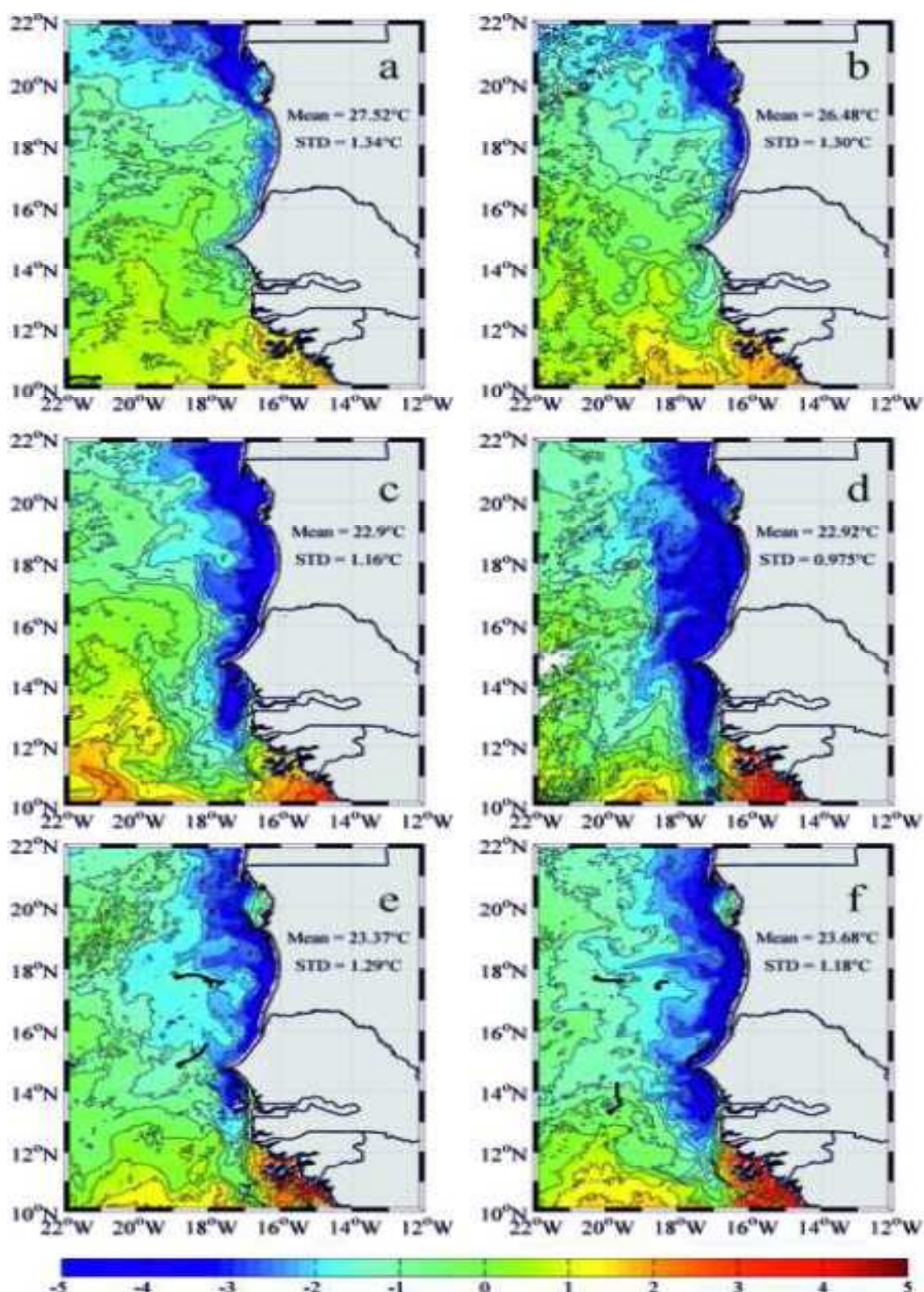


Figure 3.19 : Identique à la Figure 3.18 mais durant la saison d'upwelling 2010-2011. Les Cartes MODIS sont centrées le 24 novembre 2010 (a), le 26 décembre 2010 (b), le 17 février 2011 (c), le 13 mars 2011 (d), le 22 avril 2011 (e) et le 8 mai 2011 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

Saison d'upwelling 2011-2012

Les premiers événements d'upwelling de cette saison se produisent en novembre-décembre 2011 au Nord de 19°N (SST de $\sim 18-20$ °C et vitesses verticales maximales de $10 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (0.85 m.jour^{-1}), figures 3.11c, 3.12c et 3.16a), et en fin décembre dans la région du Cap-Vert (SST de $\sim 24-25$ °C et vitesses verticales maximales de $11 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (0.95 m.jour^{-1}), figures 3.11c, 3.12c et 3.20b). Les bouées dérivantes déployées dans le filament de la presqu'île du Cap-Vert enregistrent des vitesses supérieures à 40 cm.s^{-1} . Le prochain épisode d'upwelling se produit dans la troisième semaine de janvier 2012 (SST de $\sim 18-19$ °C et vitesses verticales maximales de $12 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (1 m.jour^{-1}), figures 3.11c et 3.12c) et contribue à refroidir l'eau au nord de 13°N (Figure 3.20c). En fin février 2012, les filaments d'upwelling sont bien définis et s'étendent de 100 à 400 km des côtes (Figure 3.20d). Les bouées dérivantes sont transportées vers l'ouest avec des vitesses de 20 à 30 cm.s^{-1} , portées par les filaments d'eaux froides au large de la région nord de la presqu'île Cap-Vert. Les bouées dérivantes déployées en mars 2012 se déplacent vers le nord le long de la côte (à des vitesses de l'ordre de 30 cm.s^{-1} , figure 3.20e) et tournent vers l'ouest en suivant les filaments d'upwelling au large de la Mauritanie (entre 16.5°N et 18°N, figures 3.20e et 3.20f). Les bouées dérivantes déployées au sud de la presqu'île du Cap-Vert sont transportées vers le sud-ouest avec des vitesses de 20 à 30 cm.s^{-1} (Figure 3.20f).

Saison d'upwelling 2012-2013

Au cours de la saison 2012-2013 le premier événement d'upwelling qui implique l'ensemble des côtes du Sénégal et de la Mauritanie se produit en mi décembre 2012 (Figures 3.11d et 3.21a) avec une vitesse verticale plus élevée dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (plus de $8 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (0.7 m.jour^{-1}), figure 3.12d). Les bouées dérivantes sont transportées vers l'ouest en face de la presqu'île du Cap-Vert et au nord de 18°N (vitesse supérieure à 40 cm.s^{-1} , figure 3.21a) et vers le nord-ouest dans la région du filament en Mauritanie (vitesses de 20 à 30 cm.s^{-1} , figure 3.21b).

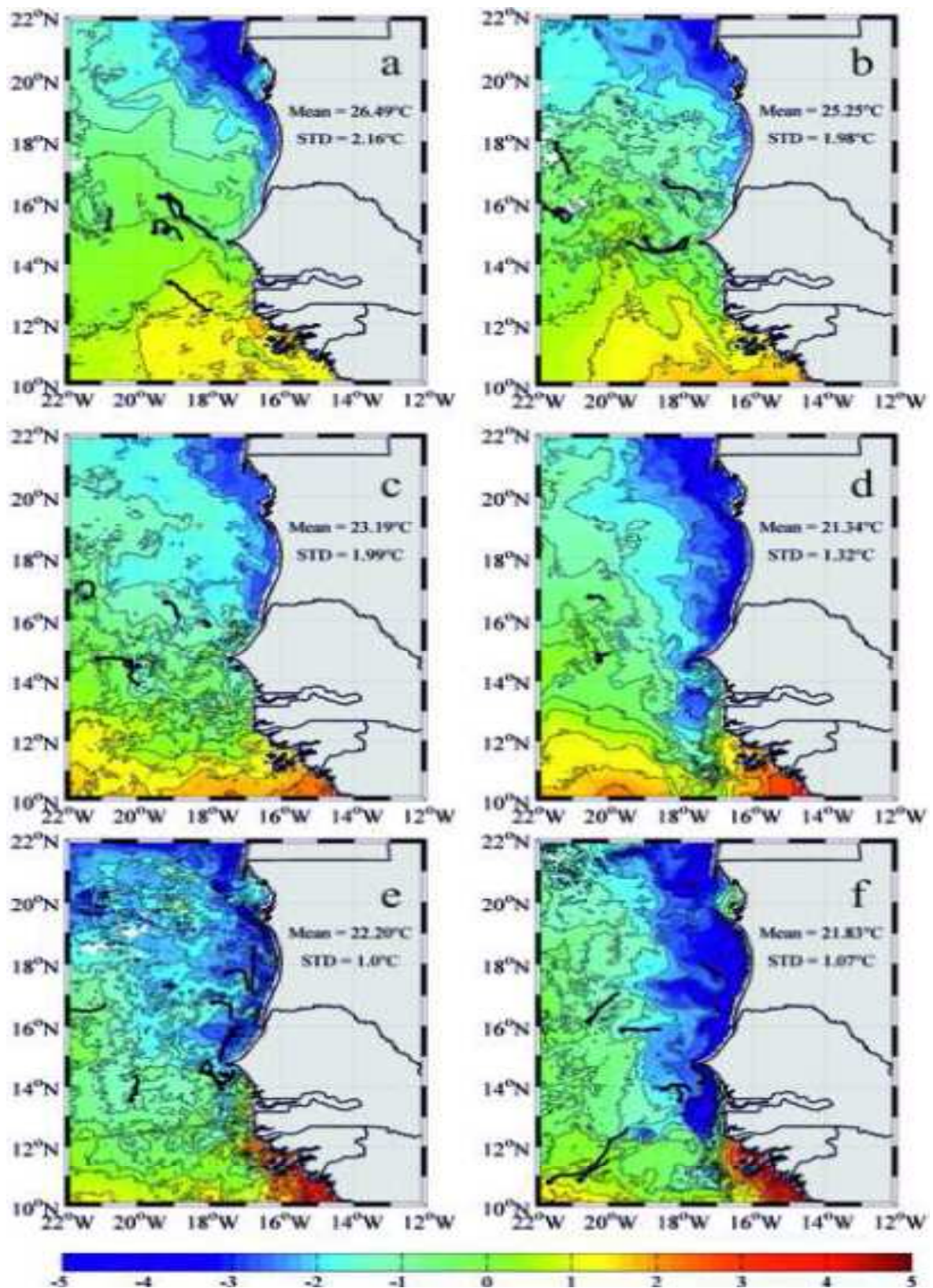


Figure 3.20 : Identique à la Figure 3.18 mais durant la saison d'upwelling 2011-2012. Les Cartes MODIS sont centrées le 24 novembre 2011 (a), le 26 décembre 2011 (b), le 24 janvier 2012 (c), le 25 février 2012 (d), le 20 mars 2012 (e) et le 21 avril 2012 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

En février et en mars 2013 deux autres événements d'upwelling caractérisés par une SST de 19-20°C et un pompage d'Ekman de 3.10^{-6} - 6.10^{-6} m.s⁻¹ (0.26 à 0.52 m.jour⁻¹) sont observés (Figures 3.11d, 3.21c et 3.21d). L'épisode d'upwelling le plus intense de cette saison est enregistré en Avril 2013, avec une SST inférieure à 19°C dans les régions de filaments au large de la Mauritanie et de la presqu'île du Cap-Vert (Figures 3.11d et 3.21e) et des vitesses verticales de 6.10^{-6} - 8.10^{-6} m.s⁻¹ (0.52 à 0.7 m.jour⁻¹) (Figure 3.12d). En mai 2013, les eaux upwellées disparaissent progressivement au sud de 18°N (Figure 3.21f). Les bouées dérivantes se déplacent vers le nord le long de la côte, conformément à la remontée vers le nord du Courant Mauritanien, et vers l'ouest ou vers le sud-ouest au large des côtes du Sénégal (vitesses de 20-30 cm.s⁻¹).

3.3.5. Statistiques pseudo-eulériennes

Les observations des bouées dérivantes collectées au cours des saisons d'upwelling 2009-2013 sont utilisées pour caractériser le champ de courants moyens au large du Sénégal et de la Mauritanie. La période sélectionnée pour les statistiques pseudo-eulériennes s'étend de novembre à mai de chaque année, en accord avec les périodes des principaux événements d'upwelling le long de la côte.

Le champ de vitesse moyen Pseudo-Eulérien présente les principaux courants méridiens le long de la côte et les courants zonaux au large (Figure 3.22a). Au nord de la presqu'île du Cap-Vert la circulation côtière (~ à 100 km de la côte) est dirigée vers le pôle avec des vitesses de 10-15 cm.s⁻¹, alors que les courants vers l'ouest au large sont composées de deux branches: l'une centrée sur la région de la presqu'île du Cap-Vert (entre 14.5°N et 16°N) avec des intensités moyennes de 10 cm.s⁻¹, l'autre située dans la région du filament en Mauritanie (entre 16.5°N et 18°N) avec des vitesses moyennes de 15 cm.s⁻¹. Les courants au nord de 18°N sont à peine échantillonnés par les bouées dérivantes, mais il est possible de distinguer un flux intense vers l'ouest (15-20 cm.s⁻¹) en face du Cap Timiris (~ 19,5°N). Au sud de la presqu'île du Cap-Vert les courants côtiers sont dirigés vers l'équateur avec des intensités de 15 cm.s⁻¹, la circulation au large est orientée vers le sud-ouest avec des vitesses plus fortes à l'ouest de 20°W (plus de 20 cm.s⁻¹). Les ellipses de variance (Figure 3.22b) sont généralement allongées dans la direction zonale au nord de la presqu'île du Cap-Vert et dans la direction méridienne dans le sud. Les anisotropies les plus élevées (supérieure à 200 cm².s⁻²) sont observées dans les zones côtières où les ellipses ont tendance à s'aligner sur le littoral.

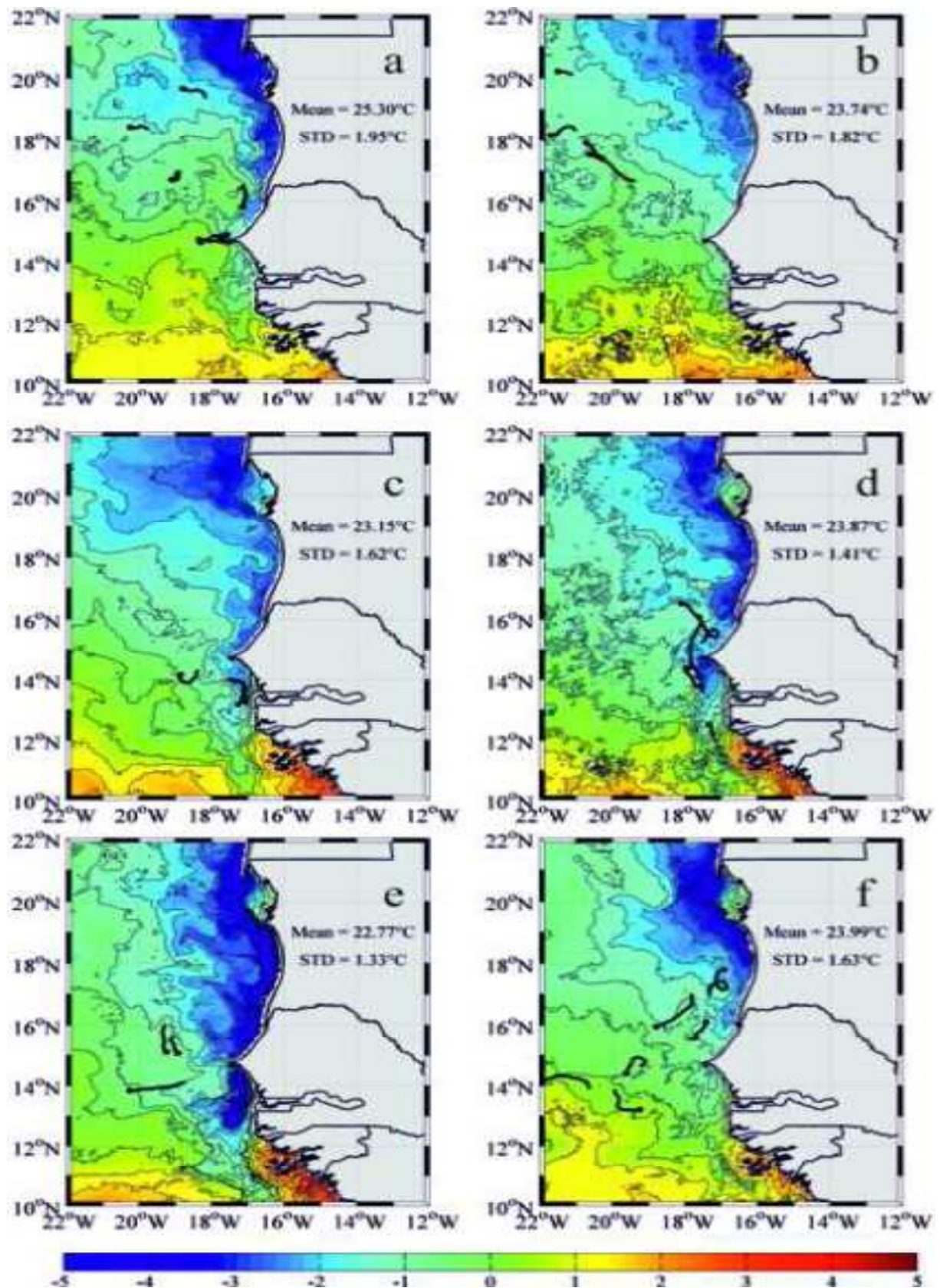


Figure 3.21 : Identique à la Figure 3.18 mais durant la saison d'upwelling 2012-2013. Les Cartes MODIS sont centrées le 9 décembre 2012 (a), le 16 janvier 2013 (b), le 25 février 2013 (c), le 21 mars 2013 (d), le 14 avril 2013 (e) et le 16 mai 2013 (f), respectivement. Les points terminant les trajectoires de bouées dérivantes sont représentés par des cercles.

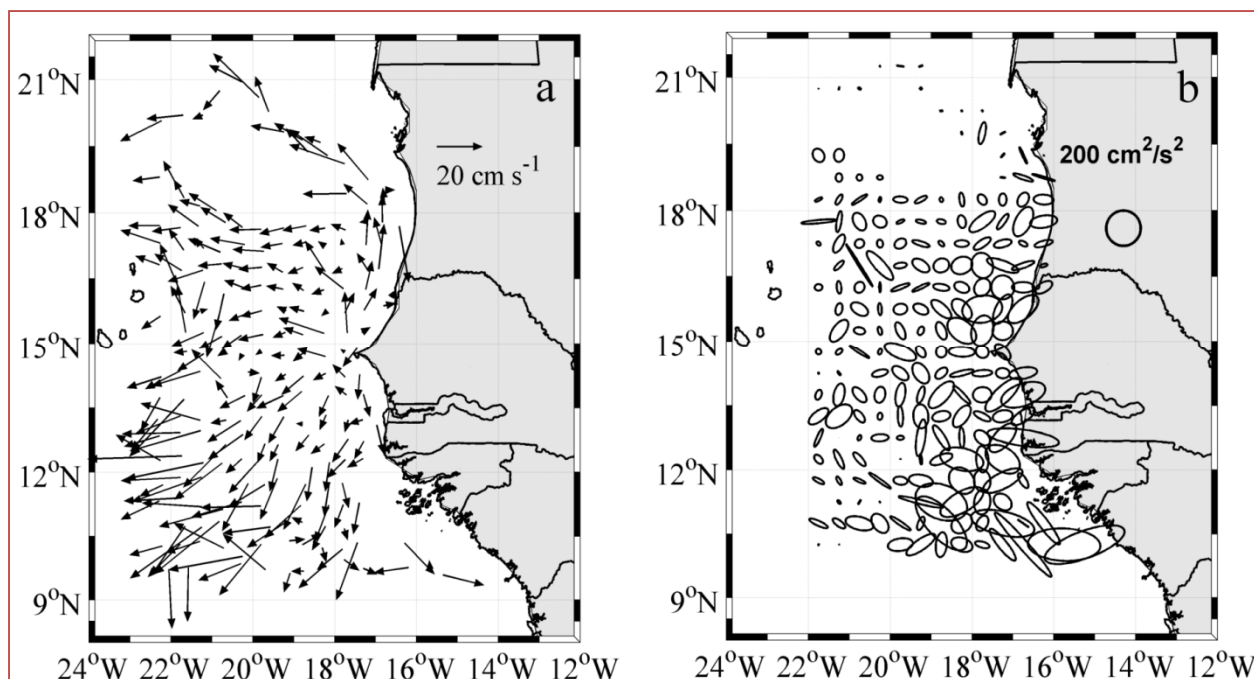


Figure 3.22 : Champ de vitesse moyenne Pseudo-Eulerienne et ellipses de variance de vitesse dérivés des observations moyennées dans des boîtes de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ durant les saisons d'upwelling 2009-2013 (novembre-mai).

3.3.6. Structure verticale de la température et du courant méridien dans la région de la presqu'île du Cap-Vert (Dakar)

Comme nous l'avons vu, la couche de surface dans la zone de la presqu'île du Cap-Vert est fortement influencée par la variabilité interannuelle des saisons d'upwelling et par l'intensification/relaxation des vents alizés. Il s'agit dans cette section de voir si la circulation et la température en profondeur répondent ou pas à cette variabilité interannuelle. Pour ce faire, nous avons utilisé une simulation numérique interannuelle à haute résolution spatiale de 2009 à 2011.

3.3.6.1. Modèle numérique NEMO version ORCA012

Une simulation interannuelle régionale a été utilisée dans cette étude. Le code numérique est celui du modèle NEMO (Madec, 2008). La grille régionale est $1/12^\circ$ (~ 8 km) de résolution horizontale et s'étend de 30°S à 30°N et de 15°E à 60°W . Il y a 18 niveaux sur la verticale dont 10 dans les 100 premiers mètres de la couche océanique. La bathymétrie utilisée dans ce « run » est une fusion d'ETOPO2 pour l'océan profond et gebco1 pour les zones peu profondes. La profondeur minimale dans le modèle a été fixée à 14.3 mètres (3

niveaux verticaux avec une condition d'étape partielle). Le modèle est forcé à ses frontières latérales avec des sorties de l'expérience interannuelle globale ORCA025-MJM95 développée par l'équipe de DRAKKAR (Barnier *et al.*, 2006). Les détails de la méthode sont donnés dans Tréguier *et al.* (2001). Les flux atmosphériques de quantité de mouvement, d'eau douce, de chaleur (dont les flux tourbillonnants sont estimés par les formules « bulk », Large et Yeager, 2004), sont fournis par le Centre européen (ECMWF) et par les ré-analyse ERA-Interim (champs de vent tri-horaires, température de l'air, humidité, champs quotidiens de rayonnement de longue et courte longueur d'onde et champs de précipitation). Les sorties du modèle sont des moyennes tous les 5 jours sur la période 2009-2011.

3.3.6.2. Validation du modèle et description

a) SST et indice d'upwelling

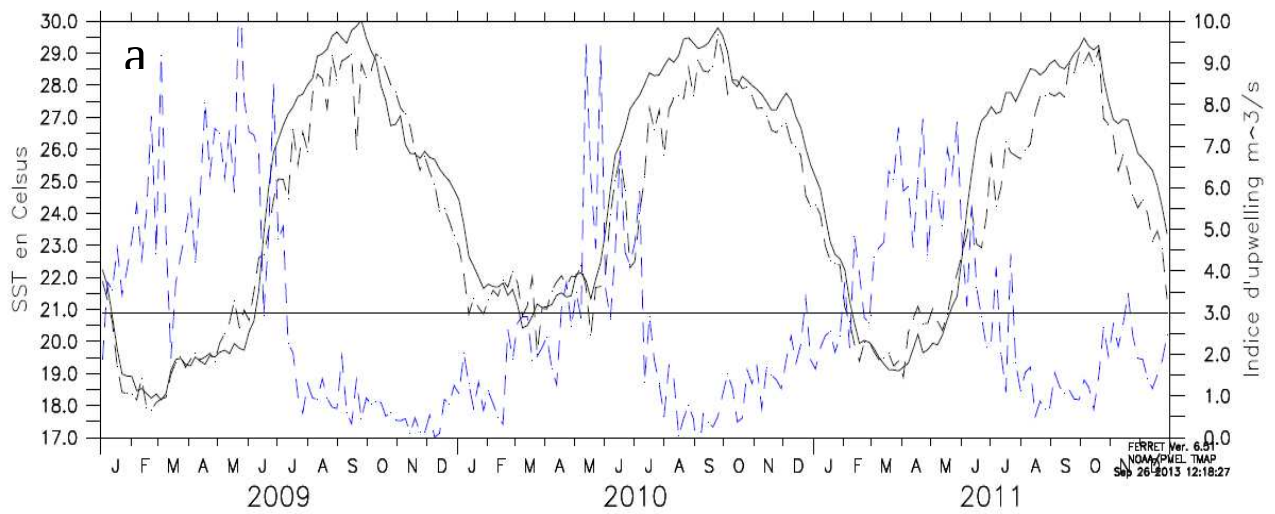
Le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle (Figure 3.23a) de la SST entre 2009 et 2011 sont bien représentés par le modèle avec cependant la présence d'un biais chaud dans le modèle de l'ordre de 1°C entre juillet et décembre. Des minimas de SST de 18°C, de 21°C et de 19°C sont observés respectivement en février 2009 et en mars-avril 2010 et 2011 tandis que les maximas de SST sont enregistrés en septembre-octobre quelque soit l'année considérée. En 2009, le minimum de SST en février coïncide avec un pic de l'indice d'upwelling ($\sim 9 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$), qui atteint son maximum en mai ($\sim 10 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$). Entre mars et mai en 2009, les fluctuations de l'indice d'upwelling au delà de $6 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$ maintiennent la SST entre 19°C et 21°C.

De janvier à avril 2010, l'indice d'upwelling fluctue entre 1 et $3.5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$, correspondant à une gamme de SST comprise entre 20.5°C et 22°C. Le maximum d'indice d'upwelling ($9.5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$), en mai, occasionne une baisse de la SST pendant cette période.

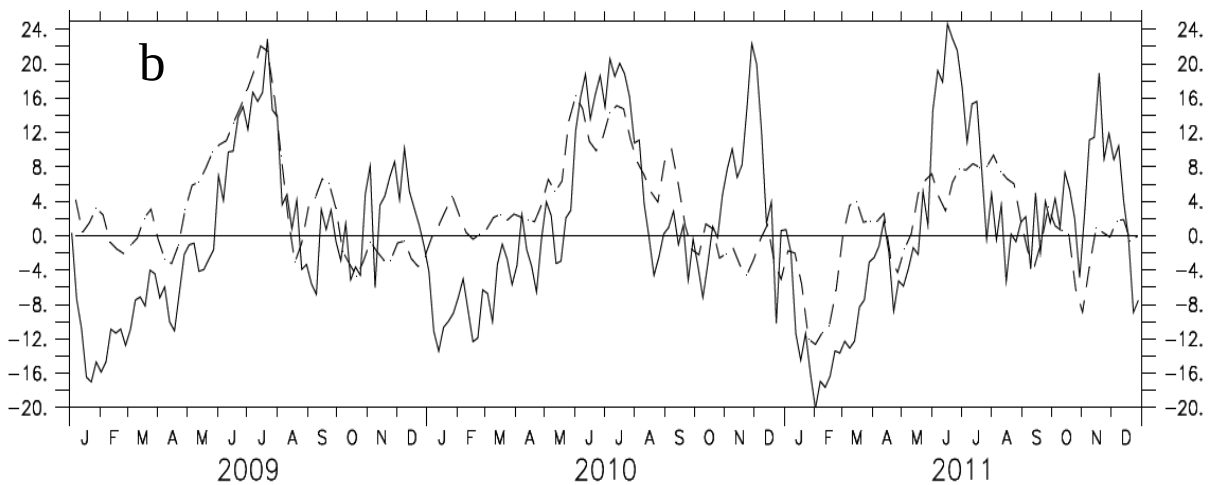
Pendant la saison d'upwelling 2011, le premier pic de l'indice d'upwelling ($7.5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$) correspond au minimum de SST en mars-avril. En outre, les valeurs de l'indice d'upwelling oscillent entre 3.5 et $7.5 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ m}$ d'avril à mai et la SST varie d'environ de 2°C (Figure 3.23a).

Au cours des 3 saisons d'upwelling, les fortes valeurs de l'indice d'upwelling sont généralement enregistrées en mai, cependant, la SST chute faiblement par rapport aux mois précédents. C'est le début de l'intensification du forçage radiatif et de l'arrivée du Courant

Mauritanien (MC) qui transporte les eaux chaudes équatoriales le long de la côte. D'ailleurs, le minimum de l'indice d'upwelling est atteint en été, associé au maximum de SST.



SST modele(noir)–AVHRR(noir pointille) et indice d'upwelling(bleu)



courant meridien modele(noir)–AVISO(noir pointue)

Figure 3.23: (a) SST du modèle (trait plein noir), SST AVHRR (tirets noirs) et indice d'upwelling de la NOAA (pointillés bleus). (b) courant méridien géostrophique (cm/s) du modèle (traits pleins noirs) et AVISO (pointillés noirs). Tous les paramètres sont moyennés spatialement dans la boîte (de la côte à 18°W, 14-15°N).

b) Courant méridien géostrophique de surface

La circulation géostrophique côtière de surface, qui est généralement dominée par la composante méridienne du courant est reproduite par le modèle, durant la période 2009-2011 (Figure 3.23b). Toutefois, le modèle présente des vitesses méridiennes généralement plus élevées. En effet, en novembre-décembre, le modèle simule des vitesses plus élevées comparées à celles AVISO (Figure 3.23b). Ce courant côtier saisonnier qui s'écoule vers le sud entre janvier et mai, est appelé jet côtier alors que le courant côtier maximal entre juin et août est orienté vers le nord (MC). Le jet côtier est irrégulier en 2009, disparaît quasiment en 2010 et devient intense en 2011 dans AVISO tandis qu'il existe toujours dans le modèle où il est faible en 2010 et très fort en 2011. Le MC est plus intense en 2009 mais s'affaiblit en 2011, dans AVISO. Le modèle quand à lui, montre un MC assez intense en 2009-2011 avec un affaiblissement, en 2010. La différence observée entre le modèle et les observations peut être expliquée par la distorsion des estimations satellites et la mauvaise qualité de la reconstruction des anomalies de hauteur du niveau de la mer près des côtes.

3.3.6.3. Structure verticale de la température

Le cycle saisonnier (Figure 3.24) de la structure verticale de la température dans la boîte définie autour de la presqu'île du Cap-Vert est caractérisé par une remontée des isothermes en surface de janvier à mai causée par l'upwelling et une thermocline très marquée et peu profonde (~ 40 m) de juin à octobre. En plus, le gradient vertical de la température est faible en saison d'upwelling et devient fort pour le reste de l'année. Les isothermes 19°C et 20°C affleurent en surface en 2009 et 2011 (l'isotherme 19°C est à moins de 10m de la surface en 2011) alors qu'ils se situent respectivement à 20 et 40 m de profondeur en 2010. La thermocline est plus diffuse et moins profonde en 2009 et 2011 qu'en 2010, de janvier à mai. Ceci pourrait attester que la thermocline au large des côtes du Sénégal, notamment dans la zone de la presqu'île du Cap-Vert est sensible à l'influence des deux phénomènes climatiques du Pacifique, La Nina et El Niño.

L'amplitude annuelle de la température, qui est la différence entre les creux et pic thermiques respectivement en hiver et en été (Figure 3. 24), est environ de 11°C en 2009, 9°C en 2010 et 10°C en 2011. Cette amplitude décroît en fonction de la profondeur.

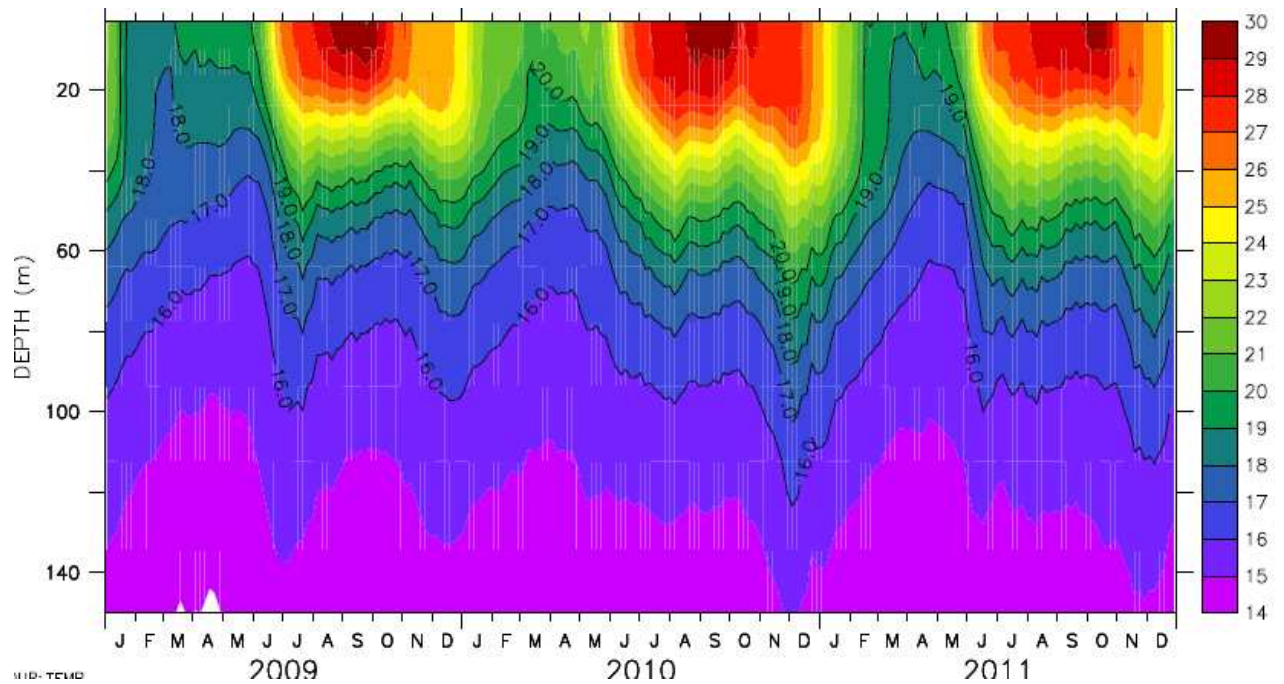


Figure 3.24: Structure verticale de la température (en °C, contour tous les 1°C) moyennée dans la boîte localisée entre la côte et 18°W et entre 14°N et 15°N.

3.3.6.4. Structure verticale du courant méridien

La circulation en profondeur présente un cycle saisonnier très marqué (Figure 3.25), rythmé successivement par le jet côtier, le sous courant vers le nord et le MC. L'extension verticale du jet côtier est maximale en janvier et semble être lié au sous courant. Ce jet côtier réapparaît en août-octobre avec des vitesses assez faibles et une épaisseur peu profonde. Le sous courant vers le nord apparaît de février à mai et présente des vitesses maximales entre 90 et 200 m de profondeur. Selon B.A Sow (Thèse 2014), le sous-courant qui longe les côtes sénégalaises orienté vers le nord est forcé par les courants de sud venant du dôme de Guinée mais aussi par le pompage d'Ekman qui explique la non conservation de la vorticité potentielle. Il est observé à nouveau en septembre-octobre sous le jet côtier. Quant au MC, il apparaît dans la couche comprise entre 0 et 150 m, avec des vitesses maximales à environ 25 m de profondeur. Le MC apparaît deux fois pendant l'année, entre juin et août et en novembre-décembre. Il est moins fort en 2009 et se renforce en 2010 et 2011. On observe un second sous courant vers l'équateur en dessous de 100 m de profondeur entre mai et juillet, qui atteint des vitesses relativement significatives (- 4 cm/s).

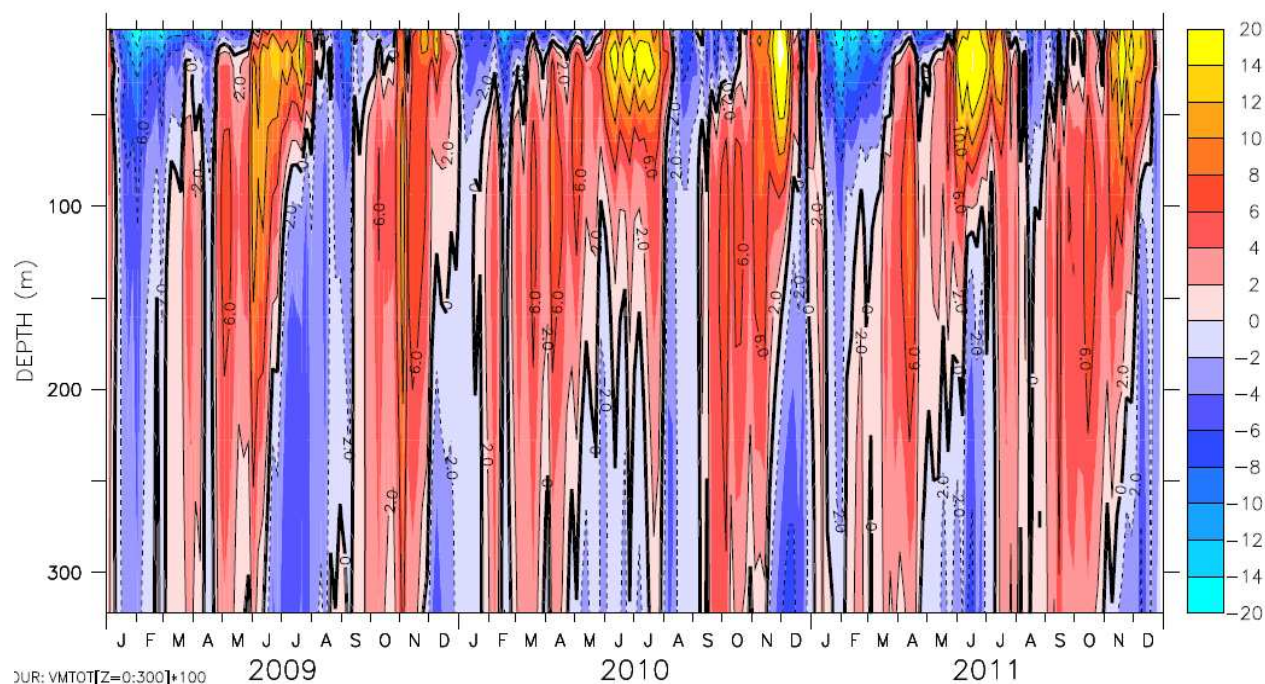


Figure 3.25 : Structure verticale du courant méridien (en cm/s) moyenné dans la boîte localisée entre la côte et 18°W et entre 14°N et 15°N.

Même si le cycle saisonnier est le signal important de l'upwelling côtier sénégalais, la variabilité interannuelle est significative durant la période 2009-2011. La principale signature de la variabilité saisonnière est comme on l'a vu l'apparition de novembre à mai des SST froides. La variabilité interannuelle se manifeste principalement par des événements d'intensification et de relaxation de l'upwelling qui contrôlent la baisse de la SST. On a vu précédemment que la téléconnection résultant d'un pont atmosphérique entre les océans Pacifique et Atlantique mise en évidence par Roy *et al.* (2001) est confirmée durant la période 2009-2013. On rappelle que les événements chauds dans le Pacifique en automne et début hiver mènent quelques mois plus tard à un état de relaxation de l'upwelling résultant de l'affaiblissement du vent sur la côte est du bassin de l'Atlantique, qui se manifeste par des conditions de réchauffement observées le long de la côte de l'Afrique de l'ouest à la fin de l'hiver et au printemps. Pendant les épisodes « La Nina », l'inverse se produit.

La Figure 3.26 qui représente à la fois l'indice MEI et les vitesses mensuelles du vent moyennés dans la boîte, montre un lien entre ces deux variables. En 2009 et 2011, le renforcement du vent ($\sim 8 \text{ m.s}^{-1}$ en 2009 et $\sim 7.5 \text{ m.s}^{-1}$ en 2011) en hiver est précédé de valeurs négatives du MEI, en automne. Le renforcement du vent, pendant ces deux années, par l'intermédiaire de l'upwelling, entraîne également une remontée accrue des isothermes froides en surface. En ce qui concerne la circulation, elle est caractérisée par un fort jet côtier

et un sous courant assez profond pendant ces deux années. On remarque que le MEI est négativement plus significatif en 2011 qu'en 2009 alors que l'accélération éolienne est plus importante en 2009. On peut penser à une variabilité interannuelle des conditions locales importantes en 2009 et favorables à l'accélération éolienne. Cependant, les valeurs positives du MEI en été et en automne 2009 entraînent une diminution éolienne ($\sim 6.5 \text{ m.s}^{-1}$) en hiver et printemps 2010 conduisant à une baisse de l'indice d'upwelling. La baisse de l'intensité du vent entraîne également un fort sous courant qui affleure souvent en surface quelques jours pendant la saison d'upwelling 2010.

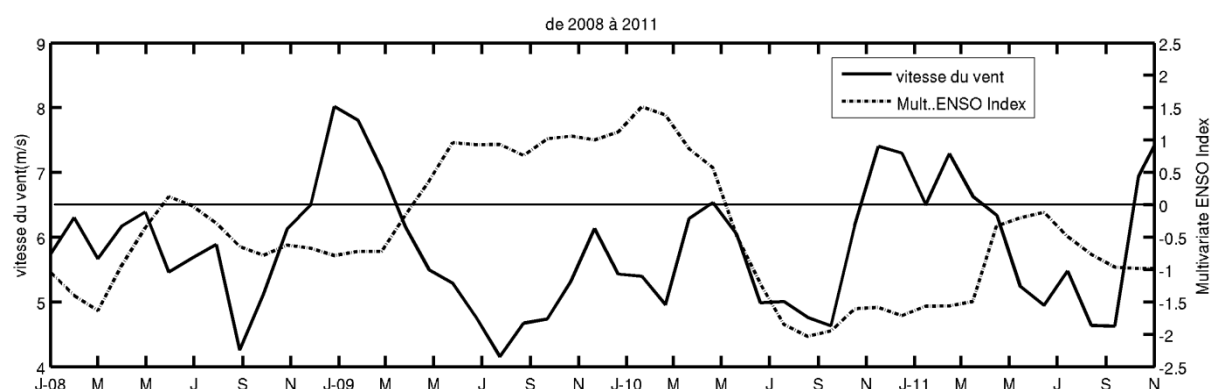


Figure 3.26: Moyennes mensuelles de la vitesse du vent (trait plein) et du MEI dans la boîte (de la côte à 18°W , 14°N - 15°N) sur la période 2008-2011.

Chapitre 4: Variabilité saisonnière de la température de surface de la mer dans le système d'upwelling Sénégal-mauritanien

4.1. Introduction

Comme nous l'avons souligné dans le chapitre 1, de nombreuses questions relatives à la variabilité saisonnière du système d'upwelling Sénégal-mauritanien (SUSM) restent encore sans réponses. En particulier, les mécanismes atmosphériques et océaniques qui déterminent la variabilité saisonnière de la SST dans cette région, doivent être qualifiés et quantifiés. C'est à cette fin que nous avons utilisé un bilan de chaleur intégré dans la couche de mélange, estimé à l'aide d'un modèle numérique de l'Atlantique tropical (modèle NEMO). Selon Lathuilière *et al.*, (2008), les côtes nord et sud du SUSM présentent des comportements assez différents avec une forte saisonnalité de la gyre de recirculation située entre 10°N et 19°N et une faible variation saisonnière de l'inter-gyre entre 19°N et 24°N. Cette variabilité saisonnière est bien expliquée par celle du forçage du vent. L'upwelling qui se renforce dans la zone côtière en raison de l'intensification de la tension du vent sur le plateau se manifeste par une diminution de la SST. L'amplitude de la variation saisonnière de la SST dans le SUSM, notamment sur les côtes du Sénégal, peut atteindre des valeurs de l'ordre 10°C. Cette variabilité est pilotée par plusieurs mécanismes parmi lesquels on peut citer la remontée d'eaux froides profondes (upwelling) en surface à la côte. La variabilité dans le SUSM peut aussi être perçue du point de vue des anomalies de SST. Roy *et al.*, (2001) ont trouvé une forte corrélation entre les anomalies de température et les indices ENSO (El Nino Southern Oscillation) dans la zone côtière sénégalaise comprise entre 12°N et 16°N. En plus, les ondes de Kelvin qui se propagent le long de l'équateur vers l'est puis vers les pôles (le long des côtes Africaines) influencent sur les conditions hydrologiques et sur les upwellings côtiers. Wade *et al.* (2014), en utilisant la régression linéaire et l'équation du bilan de chaleur ont mis en évidence l'impact des ondes de Kelvin dans les régions d'upwelling, notamment au Sénégal et en Angola.

Par ailleurs, les fortes anomalies de température, qu'elles soient positives ou négatives, se traduisent par une baisse de la prise par unité d'effort de pêche et des captures de thiof (Cury *et al.*, 1988). Plusieurs études (Belvèze, 1991; Binet, 1997; Binet *et al.*, 1998) ont montré qu'au milieu des années 70 et au début des années 90 des captures élevées de sardines correspondaient à des périodes d'intensification de l'upwelling côtier (et donc SST froide). En outre, la température joue un rôle important sur la vitesse de croissance de leurs phases larvaires et juvéniles (Agnew *et al.*, 2000). Selon Thiaw (Thèse 2010), les facteurs environnementaux (indices d'upwelling et SST) ont un impact sur la dynamique du recrutement de poulpe au Sénégal. Vu le rôle crucial que jouent la SST et ses dérivés sur

l'écosystème marin, il est indispensable d'étudier et de comprendre les processus à l'origine du contenu thermique pendant les saisons froide et chaude, tels que les échanges d'énergies air-mer et les mécanismes atmosphériques et/ou océaniques qui modulent la variabilité saisonnière de la SST dans le SUSM. Nous utiliserons le modèle numérique OPA-NEMO, capable de calculer le bilan de chaleur pour répondre aux questions posées:

1°) Le modèle arrive t-il à représenter correctement la SST, la dynamique océanique, et ses variations, surtout dans la région d'upwelling Sénégal-mauritanienne où les modèles peinent souvent à reproduire correctement les caractéristiques de l'upwelling ?

2°) Comment se manifeste la saisonnalité de l'upwelling dans la partie sud (Sénégal) du SUSM ? Est-elle caractérisée par l'inversion ou l'arrêt de l'upwelling en période de réchauffement (juin-octobre) ?

3°) Quels sont les processus (flux de chaleur air-mer, advection horizontale ou verticale, mélange turbulent, entraînement) qui conditionnent la variabilité de la SST dans le SUSM, particulièrement dans la bande côtière?

4°) Quelle est la part relative de l'advection horizontale et du mélange vertical sur la contribution océanique à la variation de la SST ?

4. 2. Article

Les résultats de cette partie ont fait l'objet d'un article scientifique soumis le 28 février 2015 et publié le 15 septembre 2015 dans « *Frontiers in Physics* ».

4.2.1. Résumé étendu de l'article

Le cycle saisonnier climatologique de la température de surface de la mer (SST) dans le nord de l'Atlantique tropical (7-25°N, 26-12°W) est étudiée en utilisant le bilan de chaleur de la couche de mélange dans un modèle de circulation générale océanique régionale. Cette approche de bilan de chaleur permet de fournir des interprétations physiques claires des changements de SST. Nous nous proposons de présenter et d'interpréter la répartition spatiale complète des processus conduisant le cycle saisonnier de la SST, pour le régime d'upwelling en océan ouvert, ainsi que sur les côtes. La région, qui connaît l'un des plus grands cycles de SST dans les tropiques, constitue la partie principale de la Gyre Guinée. Elle est caractérisée par une variation saisonnière du système d'upwelling côtier et hauturier, conduite par les mouvements méridionaux de la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

Basé sur le plus intense du pompage d'Ekman et des changements saisonniers de la SST, nous avons identifié une première période de novembre à mai, caractérisé globalement par de plus faibles ou diminution de SST (appelée période froide), et une période chaude de juin à octobre, caractérisée par une augmentation de SST ou élevée (appelée période chaude).

Avant l'analyse du bilan de chaleur, le modèle est comparé à des observations satellites de SST, de courant et de vent (pompage d'Ekman) et in situ de profondeur de la couche de mélange (MLD) et de la thermocline, en moyenne sur chaque période. La simulation a reproduit correctement les principales caractéristiques thermiques et dynamiques de la zone. Le modèle a reproduit les variations de la SST, avec un extrémum ($\sim -0.7^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$) localisé autour de 18°N , 18°W au large de la Mauritanie. Les variations de SST durant la période chaude sont très similaires avec un signal inverse et une évolution un peu plus rapide (maxima $\sim 1^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$). Cependant, le modèle présente une structure plus bruitée, due à la plus courte longueur de période moyenne relative aux observations. Il présente des changements de SST légèrement faibles de $0.2^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$ près de la côte entre 14° - 22°N environ. Les structures de SST et de MLD montrées par le modèle sont cohérentes avec les observations. Cependant, le modèle souffre d'un biais chaud, généralement comprise entre 0.5 et 1°C . La MLD du modèle est de 10-30 m plus profonde durant la période froide et environ 5 m moins profonde durant la saison chaude. Parce qu'il ya peu d'observations dans la région, les incertitudes sont grandes en particulier pour la MLD, et nous considérons le modèle suffisamment réaliste.

Pour comparer le modèle avec le pompage d'Ekman, nous représentons la valeur maximale des vitesses du modèle trouvée entre la surface et le bas de la thermocline. Pour les deux périodes, le modèle est à grande échelle en bon accord avec les estimations du pompage d'Ekman. Les plus fortes vitesses de l'upwelling sont localisées près de la côte au nord d'environ 10°N , où ils atteignent des valeurs de l'ordre de 100 (resp. 50) m.mois^{-1} au cours de la saison froide (resp. saison chaude). Au large, les vitesses de l'upwelling affichent des valeurs moins élevées. Elles sont associées avec le rotationnel du vent et diminuent progressivement vers l'ouest, plus rapidement au nord qu'au sud, où ils sont responsables de la présence du dôme de Guinée. Cependant, les différences les plus remarquables se produisent près de la côte sur les plateaux continentaux large peu profondes du Banc d'Arguin ($\sim 20^{\circ}\text{N}$) et au sud du Sénégal ($\sim 14^{\circ}\text{N}$). Les vitesses verticales du modèle comparables au pompage d'Ekman se trouvent à l'ouest de la côte. Ceci est lié à la faiblesse de la profondeur du plateau, et le frottement de fond perturbe la couche d'Ekman de surface et de la théorie

classique Ekman n'est pas applicables. La divergence Ekman est alors pleinement développée plus au large où le plateau est assez profonde (Estrade et al, 2008; Austin et Lentz, 2002).

Pour valider la profondeur de la thermocline (stratification) du modèle, nous avons utilisé l'isotherme 19°C (D19) comme un proxy. Le modèle a bien reproduit la distribution de D19 dans la zone. De légères différences dans la position et la forme du GD (en subsurface, il est particulièrement visible près de 100 m dans les observations (D15) et environ 60 m dans le modèle), sont particulièrement observées, et les valeurs du modèle sont plus profondes d'environ 20 m, peut-être que la conséquence d'une thermocline trop diffuse, un biais commun dans OGCM.

Enfin, pour la circulation horizontale, les principaux courants géostrophiques dans la région sont bien représentés par le modèle. En effet, dans le modèle comme dans les observations, le CC, le NEC, le CANUC, le NECC et la circulation autour du GD sont visibles au cours des deux périodes. Le CC présente une variabilité saisonnière importante avec un renforcement durant la saison chaude, associé avec les vents plus forts au nord. Pendant la période chaude, le NECC est renforcé par la dérive d'Ekman dans le modèle et les observations. Le MC apparaît seulement dans les courants géostrophiques durant la saison froide est plus perceptible en saison chaude. Le SLJ n'est pratiquement visible que durant la saison chaude. La difficulté pour les observations de représenter les caractéristiques de la circulation dans cette région est bien connue et est due à des mesures éparées (Centurioni et Niiler, 2008), qui posent des difficultés à valider les produits dérivés satellites et en particulier dans les régions de distorsions côtières des estimations satellites. Nous allons être prudents lors de la présentation de l'advection horizontale dans le bilan de chaleur, mais nous ne disqualifions pas a priori la circulation modélisée où il est en désaccord avec les observations, en particulier près de la côte.

Le bilan de chaleur en moyenne annuelle dispose schématiquement de deux régimes. Au sud d'environ 12°N, l'advection des eaux équatoriales, généralement chaudes, et le réchauffement par le mélange vertical, sont équilibrés par le flux de chaleur air-mer net. Dans le reste de la zone, le refroidissement par le mélange vertical, renforcée par l'advection à la côte, est équilibré par les flux de chaleur air-mer net. Toutes les contributions au bilan de chaleur sont au maximum le long de la côte en raison de l'influence de la dynamique côtière intense sur un ou deux degrés de longitude, et diminuent de façon abrupte vers l'ouest.

En moyenne sur la période novembre-mai, la comparaison entre les contributions des flux de chaleur air-mer et de l'océan confirme qu'il y a deux principaux régimes de la région. À l'Est de 18°W, les processus océaniques associés à la dynamique côtière de l'upwelling,

notamment le mélange verticale, dominant le refroidissement moyenne, tandis que les flux air-mer les amortissent. L'intensité maximale du mélange verticale à la côte est due à la diffusivité verticale plus forte, et non pas à des gradients verticaux de température qui sont faibles par rapport au large. L'advection horizontale représente environ moins de la moitié du mélange verticale près de la côte entre 12-20°N. À l'ouest de cette bande de longitude, le refroidissement maximal net de SST centré à 16°N, 18°W est principalement dû à la dérive d'Ekman des eaux côtières froides. Au nord-ouest et au sud-ouest, en revanche, les flux de chaleur air-mer dominant les processus océaniques par au moins un facteur deux. Dans cette partie, l'advection horizontale qui domine les processus océaniques joue également un rôle dans les variations de SST.

En moyenne sur la période juin-octobre, la variabilité de la SST dans la zone montre un réchauffement des eaux de surface, qui est conduit par les flux de chaleur air-mer. Le réchauffement atmosphérique est amorti par un fort refroidissement du mélange vertical, au nord de Dakar. Le déplacement au nord du refroidissement par le mélange vertical est forcé par la position de la ZCIT. En revanche, au sud de 9,5°N, l'advection horizontale et le mélange vertical réchauffent les eaux de surface en raison respectivement du contre courant nord équatorial et de l'inversion de température à la base de la couche de mélange associée à des couches de barrière, tandis que les flux air-mer ont tendance à refroidir la SST par une perte de chaleur latente par effet d'évaporation. L'advection horizontale est prépondérante par rapport au mélange vertical au sud de 12°N et le long des côtes du Sénégal mais moins influente dans le reste de la région.

Notez cependant que, comme les périodes de moyennes temporelles ont été choisies pour souligner la cohérence dans la dynamique de l'upwelling, l'effet de l'océan semble relativement intense. Le flux de chaleur air-mer net, en fait, change de signe lors de la période froide, mais explique les variations de SST de mois en mois dans les grandes parties de la région, comme on va le voir dans la partie suivante.

En ce qui concerne le cycle saisonnier, dans une bande étroite, en moyenne zonale (de la côte à 18°W), le début de diminution de la SST (à partir de septembre, selon la latitude, jusqu'à Décembre) est conduit par la dynamique de l'upwelling au large du Sénégal et de la Mauritanie (15°-20°N), et à la place par les flux de chaleur air-mer au nord et au sud de ces latitudes. Paradoxalement, les pics de l'intensité de l'upwelling (de mars à mai au Sénégal et en été en Mauritanie) amortissent essentiellement, la phase de réchauffement, entraînée par les flux de chaleur air-mer. L'advection horizontale qui domine largement les processus horizontaux joue aussi un rôle important dans les variations de SST.

Le cycle saisonnier en océan ouvert à l'ouest, est entièrement entraîné par le flux de chaleur air-mer net saisonnier. Les processus océaniques s'y opposent de façon significative, mais sauf pour l'hiver au nord de $\sim 18^\circ\text{N}$. Le mélange vertical en été-automne tend à refroidir (réchauffer) la surface au nord (sud) de la ZCIT, et un refroidissement ou un réchauffement advectif par les courants géostrophiques de la Gyre de Guinée et la dérive d'Ekman. Cette analyse confirme les résultats précédents sur l'importance des flux de chaleur air-mer au large des côtes. Il propose principalement des éléments quantitatifs sur la modulation du cycle saisonnier de la SST par la circulation océanique, en particulier par la dynamique de l'upwelling.

4.2.2. Article: A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic Northeastern Tropical Upwelling System.

Publié dans « *Frontiers in Physics* »

Saliou Faye^{(1,2)*}, Alban Lazar^(3,1), Bamol Ali Sow^(4,1) et Amadou Thierno Gaye⁽¹⁾

⁽¹⁾ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Simeon Fongung (LPAO-SF/ESP/UCAD), Dakar-Sénégal

⁽²⁾ Centre de Recherche Océanographique Dakar-Thiaroye (CRODT/ISRA), Dakar-Sénégal

⁽³⁾ Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN/UPMC), Paris-France

⁽⁴⁾ Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC/UASZ), Ziguinchor-Sénégal

Corresponding author:

Saliou Faye, saliou.faye@ucad.edu.sn

Abstract:

The climatological seasonal cycle of the sea surface temperature (SST) in the northeastern tropical Atlantic (7-25°N, 26-12°W) is studied using a mixed layer heat budget in a regional ocean general circulation model. The region, which experiences one of the larger SST cycle in the tropics, forms the main part of the Guinea Gyre. It is characterized by a seasonally varying open ocean and coastal upwelling system, driven by the movements of the intertropical convergence zone (ITCZ). The model annual mean heat budget has two regimes schematically. South of roughly 12°N, advection of equatorial waters, mostly warm, and warming by vertical mixing, is balanced by net air-sea flux. In the rest of the domain, a cooling by vertical mixing, reinforced by advection at the coast, is balanced by the air-sea fluxes. Regarding the seasonal cycle, within a narrow continental band, in zonal mean, the SST early decrease (from September, depending on latitude, until December) is driven by upwelling dynamics off Senegal and Mauritania (15°-20°N), and instead by air-sea fluxes north and south of these latitudes. Paradoxically, the later peaks of upwelling intensity (from March to July, with increasing latitude) essentially damp the warming phase, driven by air-sea fluxes. The open ocean cycle to the west, is entirely driven by the seasonal net air-sea fluxes. The oceanic processes significantly oppose it, but for winter north of ~18°N. Vertical mixing in summer-autumn tends to cool (warm) the surface north (south) of the ITCZ, and advective cooling or warming by the geostrophic Guinea Gyre currents and the Ekman drift. This analysis supports previous findings on the importance of air-sea fluxes offshore. It mainly

offers quantitative elements on the modulation of the SST seasonal cycle by the ocean circulation, and particularly by the upwelling dynamics.

Keywords: SST, upwelling, circulation, heat budget, observations, modeling

4.2.2.1. Introduction

The Sea Surface temperature (SST) is a crucial quantity for studies of both climate variability and marine ecosystem productivity. In the tropical Atlantic, as well as for the other tropical basins, SST exerts a significant influence on the climate of surrounding regions (e.g. Carton and Huang, 1994; Chang et al., 2006). It is also a major indicator of the state of the marine environment relative to phytoplankton biomass needs, particularly for upwelling zone activity, and particularly for coastal upwellings (Lathuilière et al. 2008). One of the less studied zones is the Atlantic Northeastern Tropical Upwelling System (ANETUS, examined here from 7°-25°N and 12°-26°W). It is also one of the regions experiencing the largest SST seasonal cycle in the tropics. In this study, we propose to present and interpret the full spatial distribution of the processes driving the seasonal cycle of the SST, for the open ocean upwelling regime, as well as at the coasts.

Trade winds and the ITCZ generate large scale divergent Ekman transports, which force in the northern hemisphere a tropical upwelling system that continuously extends from Morocco to the mouth of the Guinea Gulf, and from the African coasts to mid and west Atlantic, depending on season (Siedler et al, 1992; Lazar et al. 2002). Considered from a basin-scale perspective, this system forces a cyclonic gyre circulation, the Guinea Gyre (e.g., Jiang et al. 2008), of which the Guinea Dome and the coastal West-African upwellings form the most eastern features (Siedler et al, 1992; Yamagata Lizuka 1995). In this paper, we limit our study to the eastern part of the system, bounded in latitude by the Tropic of Cancer and the North Equatorial Counter-Current and in longitude by the Cape Verde Archipelago (CVA around 26°W) and African coasts. This area is marked by intense, seasonally dependent, off-shore and coastal primary production patterns of major economic importance. The coastal part of the upwelling system covers latitudes ranging from Morocco and Canary Islands to Senegal (Wooster al. 1976) and further south down to the Guinea Gulf. It forms the tropical part of the Canary Current Upwelling System (CCUS) down to Senegal, as well as the northern part of the Guinea Current Upwelling System that extends from Guinea coasts to the Gulf of Guinea. The CCUS is one of the four major eastern boundary upwelling systems with those of Peru-Chile, Benguela, and California.

Horizontal circulation is schematized Figure 1. To the west, the North Equatorial Current (NEC) and the Canary Current (CC) forms the eastern boundary of the North Atlantic subtropical gyre. Near-shore, a strong wind-induced coastal upwelling is active, its extension depending on season, and a density front develops that generates the coastal jet (Allen, 1973; Hagen, 1981; Huga and al., 2001), also named Canary upwelling Current (CanUC) (Mason et al., 2011). However, observations are lacking and its latitudinal extension to the south is uncertain, with some model studies showing it down to the Cap Verde peninsula (see dashed green arrow in Fig. 1). South of the region, the circulation is dominated by the North Equatorial Counter-Current (NECC), which has a large seasonal cycle (Mittelstaedt, 1991; Stramma et al, 2005). It is located near 5°N in winter and reaches 10°N in summer. During this season, it continues north as the Mauritania Current (MC), which flows northward until about 20°N (Lazaro and al, 2005). Offshore, the Guinea Dome (GD) is another important physical characteristic of the area, defined by a dome of the isotherms, and low hydrostatic pressure. It is centered in the southeast of the archipelago of Cape Verde, and intensifies in summer, at about 12°N, and 22-23°W. It is generated by upward Ekman pumping forced by the trade winds convergence (Mazeika 1967; Yamagata et al. 1995), and belongs to the Guinea Gyre, formed by the NEC and NECC in surface (Siedler et al, 1992; Mittelstaedt, 1991).

Regarding SST in our region, the mechanisms that drive its seasonal cycle are not yet certain. Carton and Zhou (1997) ocean model sensitivity experiments show that air-sea flux and wind stress forcing are of comparable importance away from the continent, whereas within a few degrees of the African coasts, the meridional stress becomes the main forcing. Yu et al. (2006) on the other hand evidenced the very high correlation at large scale in the region north of 10°N between the SST time derivative and the net air-sea flux. The first study can be interpreted as an indication that advection and associated Ekman pumping are important for the region, and dominant at the coast. The second may suggest that they do not drive the seasonal cycle. More specifically, the upper heat content at ~12°N and few specific longitudes, within the Guinea Dome in particular, was studied by Yamagata et al. (1995). They found that the summer subsurface cooling is explained comparably by horizontal and vertical advection. However, these results pertain to the upper thermocline doming, since SST increase in fact during the GD development. A proper (ML in the following) heat budget for the climatological SST seasonal cycle of the western part of our domain, was carried out by Foltz et al. (2013) from observations and reanalysis products. They find also that air-sea

fluxes drive the cycle, and suggest, from the heat budget residual, that vertical mixing damps it.

Regarding coastal patterns, their seasonal variability has been the subject of studies based on upwelling indices, calculated from in situ measurements (Wooster et al., 1976) or satellite observations of SST (Nykjær and Van Camp, 1994). They nevertheless often lack a robust heat budget analysis for the SST, that could provide clear physical interpretations of the SST changes. Along African coasts, an important issue for the system is how much upwelling forces SST, and how long does its effect last during the year. For example, Santos et al (2005), using a temperature-based estimate suggest that if the upwelling is persistent throughout the year, with a peak in autumn and spring, between 21°-32°N, it would in contrast be restricted to winter-spring within the 12°-20°N latitude band. These authors hypothesize that the turn of the summer monsoon winds would advect warm waters northward along-shore. One may wonder how much it contributes to the SST warming and what are the upwelling real cycle and effects, since a wind-derived proxy indicates rather that the latter persists in summer from 15 to 20°N, albeit weaker (e.g. Lathuilière et al. 2008). Furthermore, air-sea heat fluxes could potentially also explain this summer evolution. In fact, within the coastal Mauritania and Senegal upwellings, even the first order balance between horizontal advection, subsurface heat fluxes and air-sea fluxes is unknown. This deserves to be checked in an Ocean Global Circulation Model (OGCM) and tested to the East, where the upwelling is stronger. A model study like the one we present here, despite its inherent uncertainties due to forcings and model errors, can offer complementary results. In this paper, we provide some quantitative elements of answer to the various uncertainties existing about the ocean dynamics and the control of the SST seasonal changes in the ANETUS, with observations and an OGCM. The focus is on the regimes of heat budget, and the processes that drive them, in particular the turbulent vertical mixing, hardly quantifiable from observations only and not yet analyzed per-se in the literature.

The article is structured as follows. The data and methods are presented in section 2. In section 3.1, we present the general circulation features in observations and the simulation. Then we analyze in section 3.2 the spatial structures of oceanic and atmospheric contributions to the heat budget, and detail their temporal variations for continental and open-ocean sub-domains. Results are then summarized and discussed in section 4.

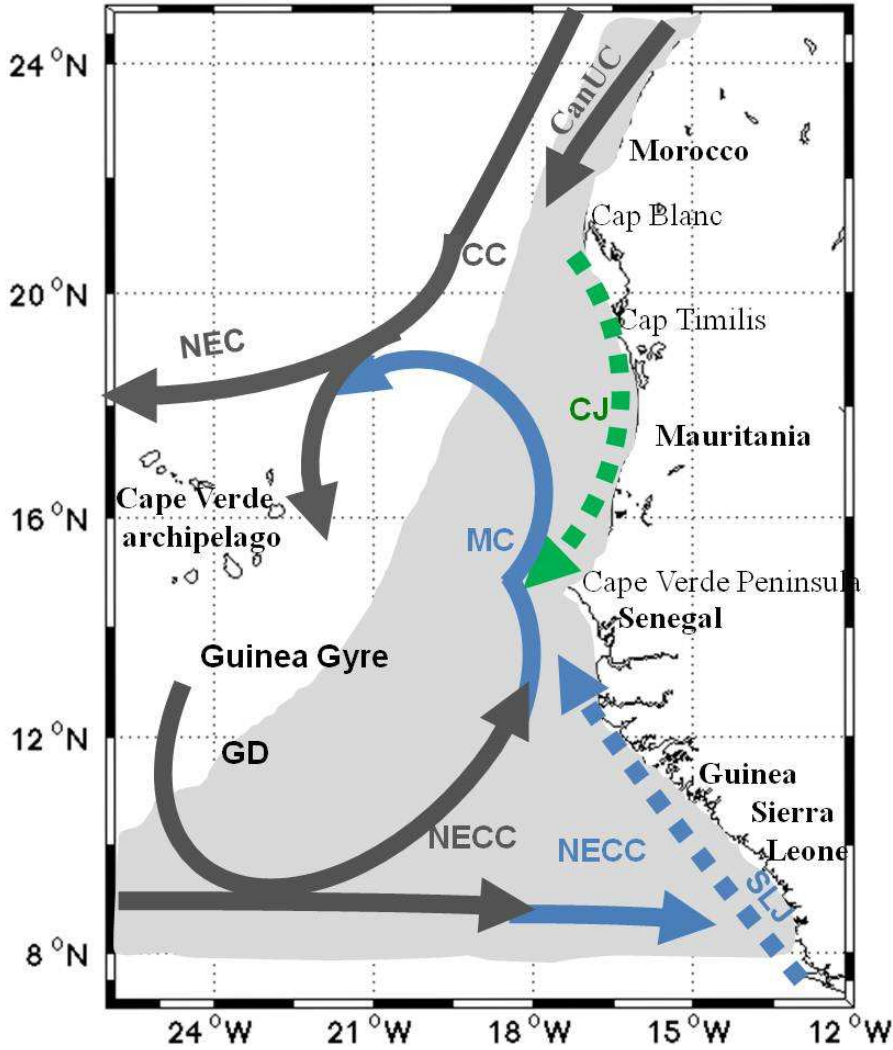


Figure 1: Map of the schematic surface circulation in the Atlantic North-Eastern Tropical Upwelling System characterized by permanent currents (dark grey), seasonal currents in winter-spring (green), another seasonal currents in summer-autumn (blue) and upwelling area (grey shading). Dash line corresponds to currents not evidenced by in-situ measurement, but visible in circulation derived from altimetry. (Adapted from Barton ED, 1998)

4.2.2.2. Data and methods

4.2.2.2.1. Observations

The NOAA AVHRR OISST SST at 25 km resolution is monthly averaged to produce the climatology for the period 1988-2000 that we use to evaluate model SST. For the circulation, OSCAR surface currents are used. They are representative of total geostrophic and wind-driven circulation over the first 15 m depth layer and are available on a horizontal grid of $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ (Bonjean and Lagerloef, 2002). Geostrophic currents are provided on a $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ spatial grid by AVISO. We constructed monthly-climatologies of surface

circulation, with both products for the period 1993-2000, close to that of the climatological forcing used to run our model. Climatological wind stress is provided by the DFS4 forcing set (see further description in 2.2), and derived from the ERA40 reanalysis winds, which assimilated the QuickSCAT winds. The Ekman vertical velocities associated with the climatological winds are estimated using the Ekman transport divergence formula. Null cross-shore transport at the coast is enforced by setting the wind stress to zero at each land point. Note that both the coastal pumping and offshore Ekman pumping are computed with this formula. Mixed layer depth (hereafter MLD) is given by the monthly climatology from De Boyer-Montégut *et al.* (2004) on a $2^\circ \times 2^\circ$ horizontal resolution. We retained the product based on a temperature threshold of 0.2°C , since the density-based product has a much less dense cover in our area of study. Thermocline depth is evaluated using the monthly climatological WOD05 hydrological dataset on a $1^\circ \times 1^\circ$ latitude-longitude grid.

4.2.2.2. Numerical Model

The NEMO modeling system (Madec, 2008) is based on the global OGCM OPA, which solves the primitive equations on an Arakawa C grid, with a second-order finite difference scheme. It assumes the Boussinesq and hydrostatic approximations, and assumes incompressibility. In the present study, we use the regional configuration for the tropical Atlantic ATLROP025, derived from the global DRAKKAR configuration ORCA025-G70 (Molines *et al.*, 2007) with an extension limited to 30°N and 30°S . The horizontal resolution is $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Realistic bottom topography and coastlines are derived from ETOPO2. The vertical dimension is resolved by 46 z-levels with a vertical mesh size ranging from 5 m in the upper 30 m to 250 m deeper. Most relevant elements of the parameterization are the following. A horizontal biharmonic operator is used for the diffusion of horizontal momentum, with a viscosity coefficient (background value of $-1.5 \cdot 10^{-11} \text{ m}^4 \cdot \text{s}^{-2}$) varying as δx^3 (δx the horizontal grid size). Diffusion of temperature and salinity uses a Laplacian operator rotated along isopycnals, with a coefficient decreasing proportionally to the grid size (starting at $300 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at the equator). Vertical mixing of momentum and tracers is computed using a second-order turbulence kinetic energy closure model described in Madec *et al.* (2008). Lateral boundary conditions are provided by the global run ORCA025-G70. For surface forcing, we use the DRAKKAR DFS4 6-hourly global forcing datasets (Brodeau *et al.*, 2010). To calculate latent and sensible heat fluxes, the CORE (Large and Yeager, 2004) bulk formulae algorithm is used, with surface atmospheric state variables derived from the ERA40 reanalysis and

ECMWF analysis after 2002 (air temperature, humidity and winds at 10 m). Corrections are performed on these input fields to correct temporal discontinuities and yield better agreement with some recent high quality data. Radiation fluxes are based on the CORE v1 dataset, using a corrected ISCCP-FD radiation product (Zhang et al., 2004). For these experiments, we forced the model for thirteen years with climatological weekly fields averaged over the period 1988-2000. The 5-day mean outputs were averaged climatologically over the last year of simulation. It is worth to stress out that in order to study a climatological state closer to the observational one, it would be more rigorous to analyze a simulation of the same period as the observations, forced by the non-climatological fields. Such a simulation however, including heat budget diagnostics described below, was not yet realized at time of our study. It will be worth in the future to verify our conclusions with such a run.

For the present study, we derived off-line a number of quantities from the model outputs. In particular we estimated surface horizontal currents from the total SSH using the geostrophic equation and assumed they did not vary with depth over the ML. The model computes MLD using a density threshold of 0.01 kg.m^{-3} , and we use this output throughout the paper. For the validation section however, we also estimated MLD offline with the same threshold of 0.2°C , although the online computation (not available) would have been more comparable.

4.2.2.2.3 Diagnostics

In this study, we follow the approach used by Vialard et al. (1998) and by Peter et al. (2007) and Jouanno et al. (2011) where the ML temperature equation is partitioned as follows:

$$\partial_t \langle T \rangle = \underbrace{-\langle \overrightarrow{U_h} \cdot \overrightarrow{\partial_h T} \rangle}_A + \underbrace{\langle D_l(T) \rangle}_B - \underbrace{\langle w \cdot \partial_z T \rangle}_C - \underbrace{\frac{1}{h} (K_z \partial_z T)_{z=h}}_D + \underbrace{\frac{Q^* + Q_s(1 - f_{z=h})}{\rho_0 c_p h}}_E + res \quad (1)$$

$$\text{with } \langle . \rangle = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 dz$$

Here, the brackets represent a vertical integration over the MLD, T is the temperature, $\overrightarrow{U_h}$ and w are the horizontal and vertical currents, K_z is the vertical mixing coefficient, h is the Mixed Layer Depth (MLD), and $D_l(T)$ is the lateral diffusion operator. Q^* and Q_s are the non-solar and solar components of the total heat flux, and $f_{z=h}$ is the fraction of the solar shortwaves that reaches below the MLD. Capital letters underneath terms are used respectively as shorthands for horizontal advection, horizontal diffusion associated with unresolved horizontal turbulent processes, vertical advection, vertical turbulent mixing at the

ML base and air-sea fluxes. A last term *res*, computed as a residual, corresponds to the entrainment at the ML base. Note that we have checked that the latter is always largely negligible in our area.

In the following work, horizontal advection and vertical mixing always dominate the ocean contribution to the heat budget. For the sake of synthesis, we chose to group the ocean terms in horizontal and vertical processes terms. The first is the sum of lateral diffusion and horizontal advection contributions ($A+B$), and the second the sum of vertical advection, vertical mixing and entrainment ($C+D+res$). These group components have been checked individually relative to the others, and are discussed separately when they are significant. Term E corresponds to the net air-sea flux effect. To quantify the relative importance of terms, we compute their ratios. In the section dedicated to time-averages, we computed ratios of time-averaged group of terms, to emphasize their relative time-mean effects, whereas in the following section focusing on time-variations, we instead present the ratios of 5-day outputs. Differences between both computations are of second order and not relevant to discuss in this study.

4.2.2.3. Results

4.2.2.3.1 Choice of relevant time-average periods

In order to distinguish time periods relevant for studying time-averages of the heat budget terms with a focus on the ocean contribution, Figure 2 presents the Ekman upwelling and SST cycle averaged longitudinally from the coast to 18°W. The former is computed as the total Ekman transport divergence, including that of the alongshore grid-points. It first evidences the well-known latitudinal transition from a strongly varying upwelling at low latitudes to a more stable northern regime (e.g. Roy et al., 1989; Santos et al., 2005). On both sides of approximately latitude 18°N, the Ekman pumping peaks occur out of phase, in agreement with Lathuillière et al. (2008), due to the seasonal shift of the inter-tropical convergence. Low latitudes are marked by an intense winter regime, followed by a relaxation phase in summer, in particular off Senegal (10°-16°N). North-Mauritania and south-Morocco latitudes (18°-22°N) experience a peak in summer. Based on the strongest Ekman pumping and seasonal SST changes, we identify a first period from November to May, characterized globally by lowest or decreasing SST (so-called cooling period, (hereafter CP), and a warming period (hereafter WP) from June to October characterized by increasing or high SST. Next section, we describe the CP and WP general circulation and SST change patterns in the observation-derived products, and validate the simulation.

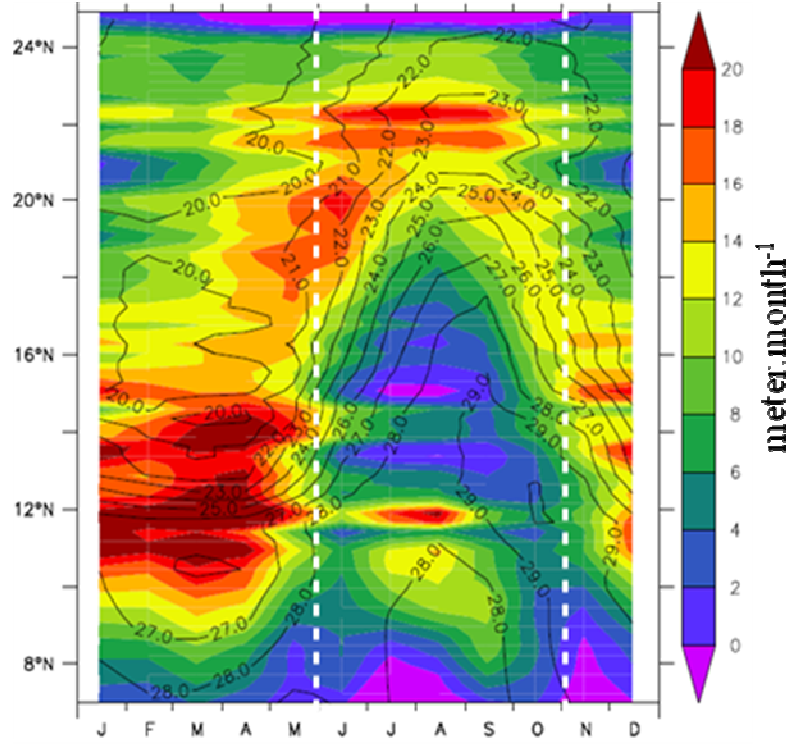


Figure 2: Latitude-time Hovmöller plot along the coastal region (averaged from the coast to 18°W) of the seasonal cycles of Ekman pumping (shading, meter.month⁻¹) and SST (contours, °C). Dash lines separate CP (November-May) and WP (June-October) periods.

a. SST variations and mixed layer depth

Figure 3a displays observed SST variations for CP (computed as the SST difference between the end and the beginning of the period). They exhibit an extremum ($-0.7^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) located around (18°N , 18°W) off Mauritania coast. A second relative extremum ($-0.6^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) is located close to shore near 14.5°N , just south of the Cap-Verde Peninsula in the southern Senegal upwelling center (Ndoye et al, 2014). The model presents a more noisy structure (Fig. 3b), due to the shorter length of average period relative to the observations. This being said, the large-scale patterns of the model are comparable to those of the observations, with only a slight underestimation of the cooling ($\sim 0.2^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) near the coast from 14° to 20°N . The large-scale structure of the temperature change during WP is very similar with a sign reversal and a somewhat more rapid evolution (maxima $\sim 1^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$, Fig. 3c). The model is able to simulate this distribution although the area of largest warming tends also to be shifted a few degrees to the southwest. Nearshore, the highest differences reach comparable negative values as during CP ($\sim -0.2^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) from 15° to 22°N (Figs. 3c and 3d). Figure 3 also shows the SST and MLD fields, which are essential to the heat budget analysis. The model SST suffers a warm bias, generally between 0.5 and 1°C . The model

MLD is 10-30 m too deep during CP and about 5 m too shallow during WP. Because there are little observations in the region, uncertainties are large particularly for MLD, and we consider the model sufficiently realistic.

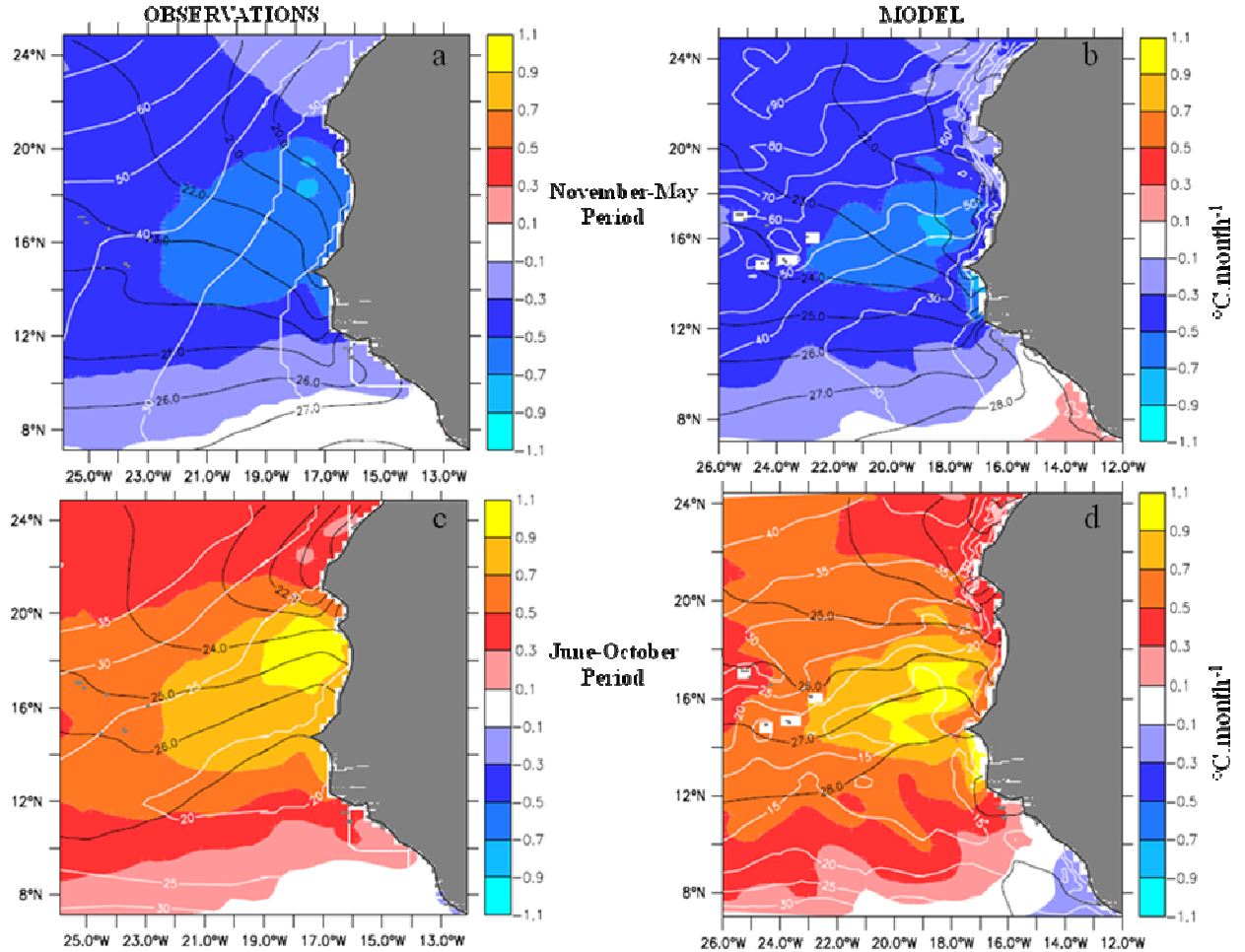


Figure 3: SST trend (color, in $^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$), SST (black contour, in $^{\circ}\text{C}$) and mixed layer depth (white contour, in meters), averaged over CP (November-May, top) and WP (June-October, bottom); left (a,c) for observations and right (b,d) for simulation.

b. Upwelling and stratification

To better understand the effect of the wind-driven circulation on the ML heat budget, Figures 4a and 4c present the Ekman pumping patterns for CP and WP. To compare to the model, we present the maximum value of the model vertical velocities found between the surface and the base of the thermocline (Figs. 4b and 4d). The spatial extent of the upwelling appears remarkably stable between the two seasons, and this is also verified with the monthly values (not shown). The strongest upwelling velocities are located nearshore north of $\sim 10^{\circ}\text{N}$, where they reach values of the order of 100 (resp. 50) $\text{m}\cdot\text{month}^{-1}$ during CP (resp. WP).

Offshore, upwelling velocities display one order of magnitude lower values. They are associated with the trade winds curl and decrease gradually westward, more rapidly in the north than south, where they are responsible for the presence of the Guinea Dome. In the lee of the Cape Verde Islands, atmospheric island wake effect creates an upwelling-downwelling dipole patterns with typical scales of $\sim 100\text{-}200$ km (Chelton, 2004). Regarding intensities derived from observations they most vary from CP to WP near the coasts, in the north (by a factor of ~ 1.5), and much considerably south of 15°N (factor of ~ 0.25) in support of lathuilliere et al (2008) estimate. For both periods the model is at large scale in good agreement with Ekman pumping estimates. This validates the model vertical dynamics, and indicates that Ekman pumping corresponds in general well to the maximum upper ocean vertical velocity. The most remarkable differences occur nearshore over the wide shallow continental shelves of the Banc d'Arguin ($\sim 20^\circ\text{N}$) and south of Senegal ($\sim 14^\circ\text{N}$). Vertical velocities comparable to Ekman pumping are found west of the coast there. This is explained by the fact that, due to the shallow plateau there, bottom friction disturbs the surface Ekman layer and classical Ekman theory does not apply. The Ekman divergence is then fully developed further offshore where the plateau is deep enough (see Estrade et al, 2008; Austin and Lentz, 2002).

Since the thermocline depth reflects the stratification, which controls the turbulent heat fluxes at the ML base, it is important to validate its distribution. The 19°C isotherm depth is shown as a proxy. Modest differences in the position and shape of the GD (in subsurface, it is particularly visible near 100 m in observations (D15) and about 60 m in the model (not shown)) in particular are noticeable, and model values are deeper by about 20 m, possibly as a consequence of an overly diffuse thermocline, a common bias in OGCM.

c. Horizontal surface circulation

We present total and geostrophic surface currents on Figure 5. The major geostrophic currents in the region are well represented by the model (in black). The CC, NEC, CanUC, NECC and circulation around the GD are visible during the two periods. The CC exhibits an important seasonal variability with a strengthening during WP in association with stronger winds in the north (Figs. 5b and 5d). A similar seasonal cycle is found in the observations but an important difference should be noted: the observation derived CC appears quite relatively patchy, as appear the total currents. The model westward circulation is comparatively less complex, in particular during CP where the westward flow is quite uniform north of 16°N . In

the latitude range 7-16°N, the offshore flow is more seasonally variable. The MC and GD recirculation are both very clear in observed and simulated geostrophic currents. We also note the intense well-organized westward ageostrophic flow spanning 13-16°N east of the CVA in the model (note the weak geostrophic currents in both panels). This flow is coherent with the southward wind forcing (see Fig 4a). It is however not visible in the OSCAR reconstruction, which is weaker and noisy.

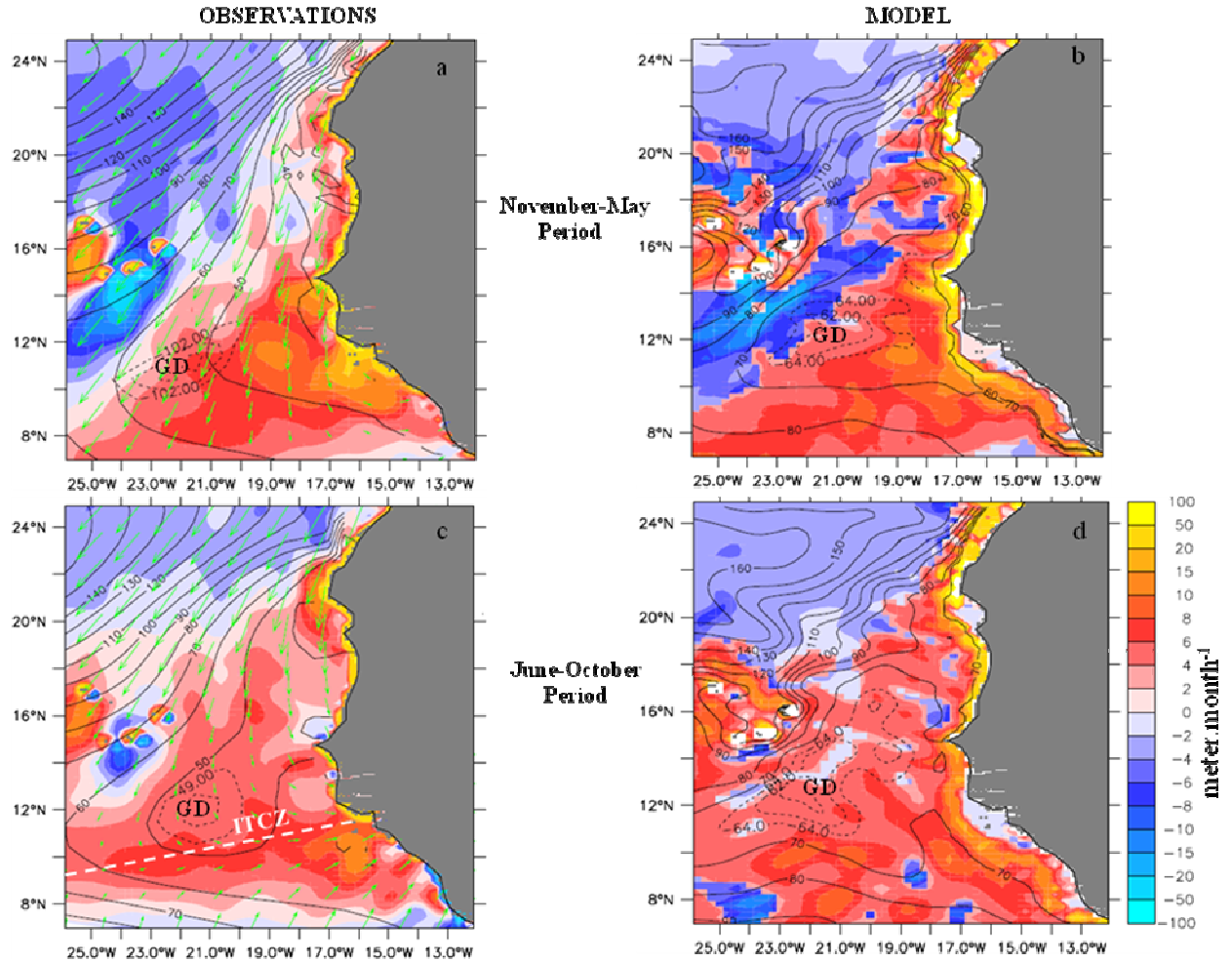


Figure 4: Ekman pumping (shading, meter.month⁻¹), 19°C isotherm depth (black contours, meters) and wind stress (green vectors, N.m⁻²) from observations, averaged over a) the CP (November-May) period, and c) WP (June-October) period. Maximum vertical velocities between surface and thermocline (shading, m.month⁻¹) and 19°C isotherm depth (black contours, meters) for the simulation, averaged over b) the November-May CP period, and d) June-October WP period. Guinea Dome represented by closed dash-lines.

During WP the NECC seems slightly reinforced by Ekman drift in the model and observations and turns into the Guinea Current to the South and into a northern circulation branch, particularly intense at the coast. The turning point appears to be the slope change of Sierra

Leone coastline ($\sim 8.5\text{--}9^\circ\text{N}$). Before this northern current becomes the MC, we propose to name it the Sierra Leone Jet (SLJ). The difficulty for observations to represent the circulation features in this region is well-known and due to sparse measurements (Centurioni and Niiler, 2008), which pose difficulties to validate satellite-derived products and in particular in regions of coastal distortions of the satellite estimates. We shall be cautious when presenting the advective terms in the heat budget, but do not a priori disqualify the modeled circulation where it disagrees with OSCAR and AVISO, particularly nearshore.

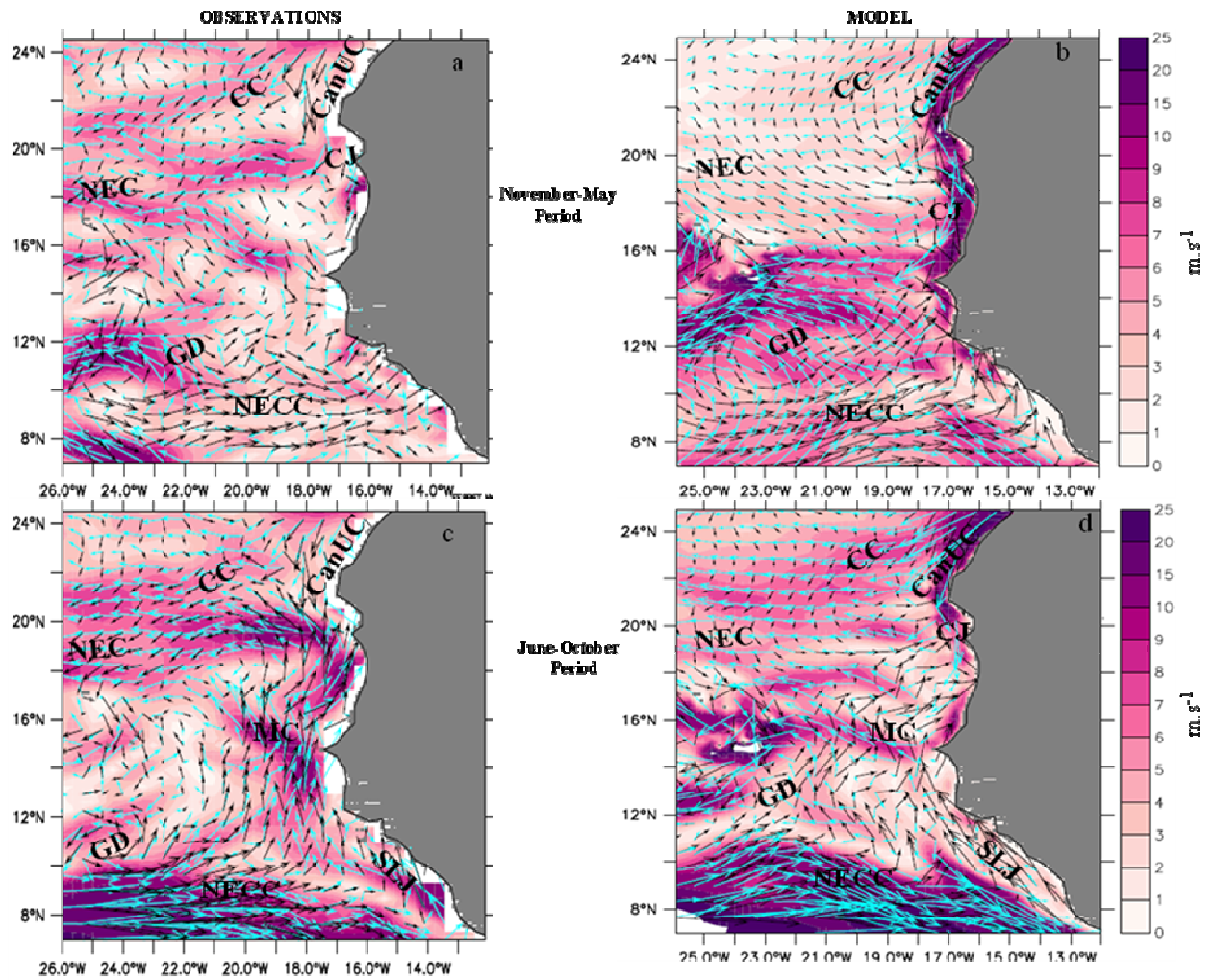


Figure 5: Horizontal surface currents averaged over the CP (November-May, top) and WP (June-October, bottom) for observation-derived (a) and (c) and simulated (b) and (d); total currents (red vectors) and geostrophic component (black vectors).

4.2.2.3.2 The Mixed layer heat budget

In this section, we analyze the terms of the heat budget. We first analyze the spatial structures of the mains terms in order to evidence better their physical origins. The annual

mean is presented, and then the CP and WP time-means, to take into account the cycle of the wind-driven upwelling activity. Then zonal averages are eventually examined for eastern and western sub-domains in function of time, in order to determine which processes are driving the time-variations of the SST.

a. Annual mean

Figure 6 shows the annual mean of ocean effects, and its two components, the horizontal and vertical processes. Since the sum of air-sea heat fluxes and ocean effects is equal to the annual heat storage, which is negligible in the model climatology, the net heat flux effect is the opposite of the ocean effect. Meridionally, there is a contrast between an ocean warming south of roughly parallel 12°N, and a cooling effect north of it. Zonally, contributions are maximum at the coast with values of up to -5 °C.month⁻¹, and decrease abruptly westward by an approximate factor of five over a few degrees of longitude (Fig. 6a). For the sake of differentiating sub-domains, we chose the longitude 18°W to separate regimes marked by high values dominated by coastal dynamics, and those with low values controlled by open-ocean circulation. In the west of the domain, CVA forms a specific sub-domain of intermediate or elevated intensities, which would require specific discussions out of scope of this paper.

Pannels 4.6b and 4.6c show that the meridional contrast is explained by differences in the vertical and horizontal processes. North of ~12°N, vertical processes cause an expected general cooling through vertical exchanges with colder subsurface waters. It is worth noting that they prevail over the horizontal ones by a factor of about two in large parts of the domain, while both effects reach comparable amplitudes off Morocco and Cape Verde Islands. South of 12°N, a remarkably vast warming effect, albeit weak except along-shore, is sustained by vertical processes, which indicate the influence of temperature inversions, as it will be demonstrated in WP analysis. The location corresponds to patterns of barrier layers associated to ITCZ rainfall (Mignot et al., 2012) that allow for the presence of temperature inversions. The ocean warming effect is however dominated by advection of warm waters poleward by the NECC (Fig. 6c), except alongshore where currents are weak and SST is warmed up also by temperature inversions (Fig. 6b). Note that 12°N corresponds to the GD latitude. This shows that, in annual mean, the ocean cools the GD SST in its northern half, but warms it in its southern part. Overall, south of 12°N, horizontal advection dominates vertical processes (Fig. 6c), but for the remaining part of the region, heat exchanges with the thermocline cools

the domain SST with a larger or comparable amplitude than horizontal currents effect (Fig. 6b).

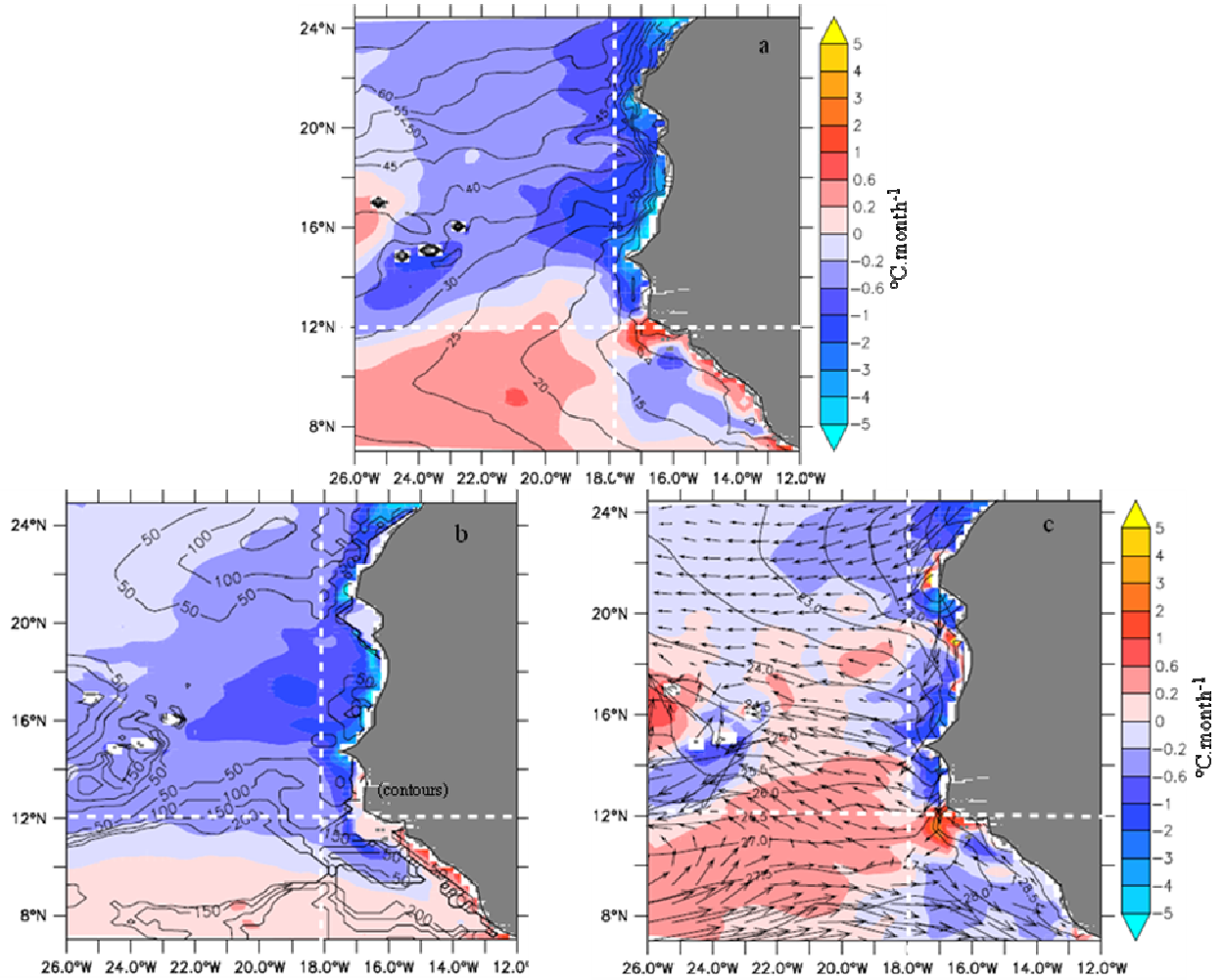


Figure 6: Annual average of the various oceanic processes contributing to the mixed layer heat budget: (a) total oceanic trend (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$), and mixed layer depth (MLD, black contours, m), (b) trend associated with vertical processes (sum of vertical advection, vertical diffusion at the base of the mixed layer and RES, shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) and ratio of horizontal processes over vertical processes (contour every 50,100,150 and 200 %) and (c) horizontal processes (sum of the horizontal advection and lateral diffusion, shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$), SST (black contour, $^{\circ}\text{C}$) and surface currents (vectors). Vertical and horizontal dotted lines delimit regimes within the region.

b. November-May cooling period

As we will see, during CP, the ocean contribution displays the larger negative signals, whereas during WP, it is the net air-sea flux contribution. Thus we start the CP analysis with the interpretation of the ocean terms, and then will study the WP starting with the investigation of the air-sea fluxes effects. During CP the total ocean contribution is close to its annual mean (Figs. 6a and 7a). The ratio of time-mean contributions of horizontal and

vertical processes indicates that the latter have a larger effect on the SST cooling, next to the continent, as well as to the west in the latitude band 12°-20°N. Compared to the annual mean, the vertical processes cause a stronger (weaker) cooling in the 12-18°N (18-24°N) coastal upwelling band (Fig. 7b), evidently associated to the latitudinal structure of the seasonal Ekman pumping changes. It explains the same pattern in the total ocean contribution.

To detail further vertical cooling, we first note that it is by far dominated by vertical diffusion (not shown). Then by computing off-line the latter with model outputs of vertical diffusivity (K_z), temperature and MLD (see formula of D in Eq. 1) we reproduced satisfyingly its pattern (not shown). Hence we examine diffusivity and vertical temperature gradient at the ML base. It appears that the maximum intensities along-shore is due to stronger vertical diffusivity there (Fig. 7c), not to vertical temperature gradients which are weak compared to offshore (Fig. 7d). We interpret this as a manifestation of coastal upwelling dynamics which generates intense current shear near the base of the mixed layer ML (Fig 7c, contours). It thereby enhances turbulence levels, simulated by large K_z . Intense coastal upwelling tends also to erode upper ocean stratification, relative to the moderate open-ocean upwelling to the west. To complete the explanation of this zonal variation, it is important to say that the MLD zonal pattern amplifies significantly the effect of the diffusive flux at the coast. Indeed, MLD, which enters the diffusive flux term in the denominator, is shallower at the coast by a factor of 1,5 to 2 relative to further west. Far from the continent, west of 18-19°W, the cause of relative high vertical diffusion is opposite. The vertical temperature gradients at the mixed layer ML base reach maximum intensities, about 5 times larger than nearshore (Fig. 7d), explaining the vast and moderate diffusion pattern. The Guinea Gyre upwelling lifts gently the isotherms and maintains a strong stratification, maximal at the GD location. On the other hand, K_z is smaller (Fig. 7c), in relation to weaker shear of horizontal current compared to nearshore.

Regarding the horizontal processes contribution (Fig. 8a), it also appears similar to its annual mean (Fig. 6c). It is essential to the model for redistributing heat horizontally, and modulating the 1D vertical upwelling dynamics. We first note that horizontal advection prevails largely over horizontal diffusion (not shown). Then in order to interpret advective effects, we estimated off-line the geostrophic and ageostrophic components of the horizontal advection term. To do so, surface geostrophic and ageostrophic currents were calculated (the latter as the total minus the geostrophic currents), and then used for computing scalar products with SST gradients. Figures 8b and 8c show that both contributions are most intense in the vicinity of coastlines, due to maximum SST gradients and generally more intense currents. They often partly oppose each-other, especially close to the continent, where geostrophic flow

compensate partially, in addition to coastal upwelling, the mass imbalance generated by Ekman divergence.

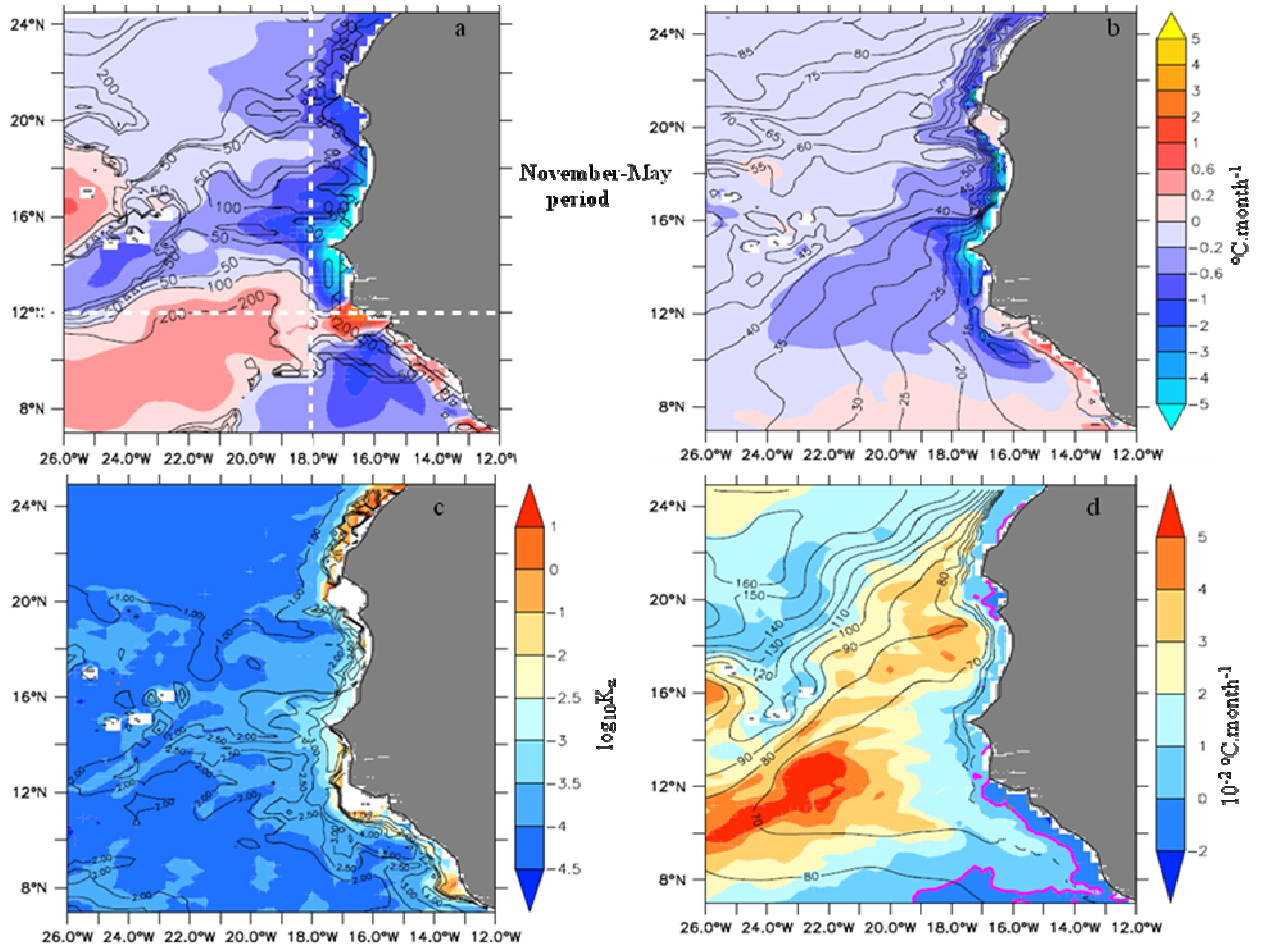


Figure 7: Model oceanic trends averaged over CP averaged over the CP period. (a) total ocean effect (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) and ratio of contributions of horizontal processes over vertical processes, each in time-average (black contours), (b) Vertical processes effect (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) and mixed layer depth (MLD, black contours, meters), (c) vertical diffusion coefficient (shading, $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) and square of the vertical shear at the base of the ML (black contour, s^{-2}) and (d) vertical temperature gradient at the base of the ML (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{m}^{-1}$) and the 19°C isotherm depth (black contours, meter).

Along African coasts, each advective contribution dominates alternatively the total in function of latitude. North of about 17°N , the intense CJ, southward and geostrophic, dominates almost always the total effect. It advects upwelled waters and spread the cooling, particularly north of Cap Timiris ($\sim 19.5^{\circ}\text{N}$). Interestingly, there within 100-200 km from the shore, the cross-shore component of the SST gradient is sometime reversed with warmer waters inshore, which explains the warming effect of the north-westward Ekman drift. To the South however, until the Cap Verde Peninsula, the CJ cross-shore component is sometime eastwards and warms the coast, through advection of offshore waters. Hence along south

Mauritania and northern Senegal from 20° to 15°N, the CJ is not systematically causing cooling, which instead results from the ageotrophic flow. From 15 to about 12,5°N, the balance is comparable to north of Cap Timiris. There is a net cooling effect explained essentially by the CJ. At 12°N, one remarks the Senegal-Mauritania meridional front (Diakhaté et al., 2015), maintained by the upwelling and the CJ to the north, and the intense geostrophic poleward SLJ to the south, which transports warm water alongshore. South of 12°N, both the SLJ and the southward Ekman currents are flowing in large part along homogeneous warm SST, and become thus less important for the SST change.

Farther offshore, west of about 18°W, and on regional scales, the SST shows weaker fronts, and advection is hence less intense. North of the CVA in particular, weak SST gradients explain the weak effect of advection. To the contrary, around the CVA and south of about 15°N, the advection pattern explains in large part the net ocean contribution, with intensities generally larger than those of vertical processes. In particular, the maximum net cooling visible at latitudes 12°-16°N appears to be due , to the east, to westward advection of coastal waters by Ekman drift (Fig. 8b) and, to the west, to southward advection by the Guinea gyre geostrophic circulation (Fig. 8c). Finally, to the south of ~12°N, the warming longitudinal band is due to geostrophic MC and Ekman drift poleward transports, whereas the cooling pattern to the south-east is explained by the equatorward component of the NECC and the Ekman currents.

To complete the study of horizontal processes, it is worth saying that the diffusion term is significant nearshore with an intensity reaching locally up to $\sim 1^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$ between 10°-19°N (not shown). Lateral temperature gradients and mesoscale eddies are stronger there. The warming tendency is consistent with the current understanding of the role of mesoscale turbulence (Gent and McWilliams, 1990) and with its manifestations in upwelling systems (Capet et al. 2008, Colas et al, 2012). Given our limited horizontal resolution, it is largely through lateral diffusion that these processes manifest themselves.

Now we proceed to the examination of the air-sea heat flux contribution (Fig. 9a). Its structure is comparable to its annual mean (e.g. opposite to Fig. 6a), except for a large domain of negative values, instead of positive, to the north-west of about (12°N, 19°W), and higher values along Mauritania and Morocco, as noted for all previous terms.

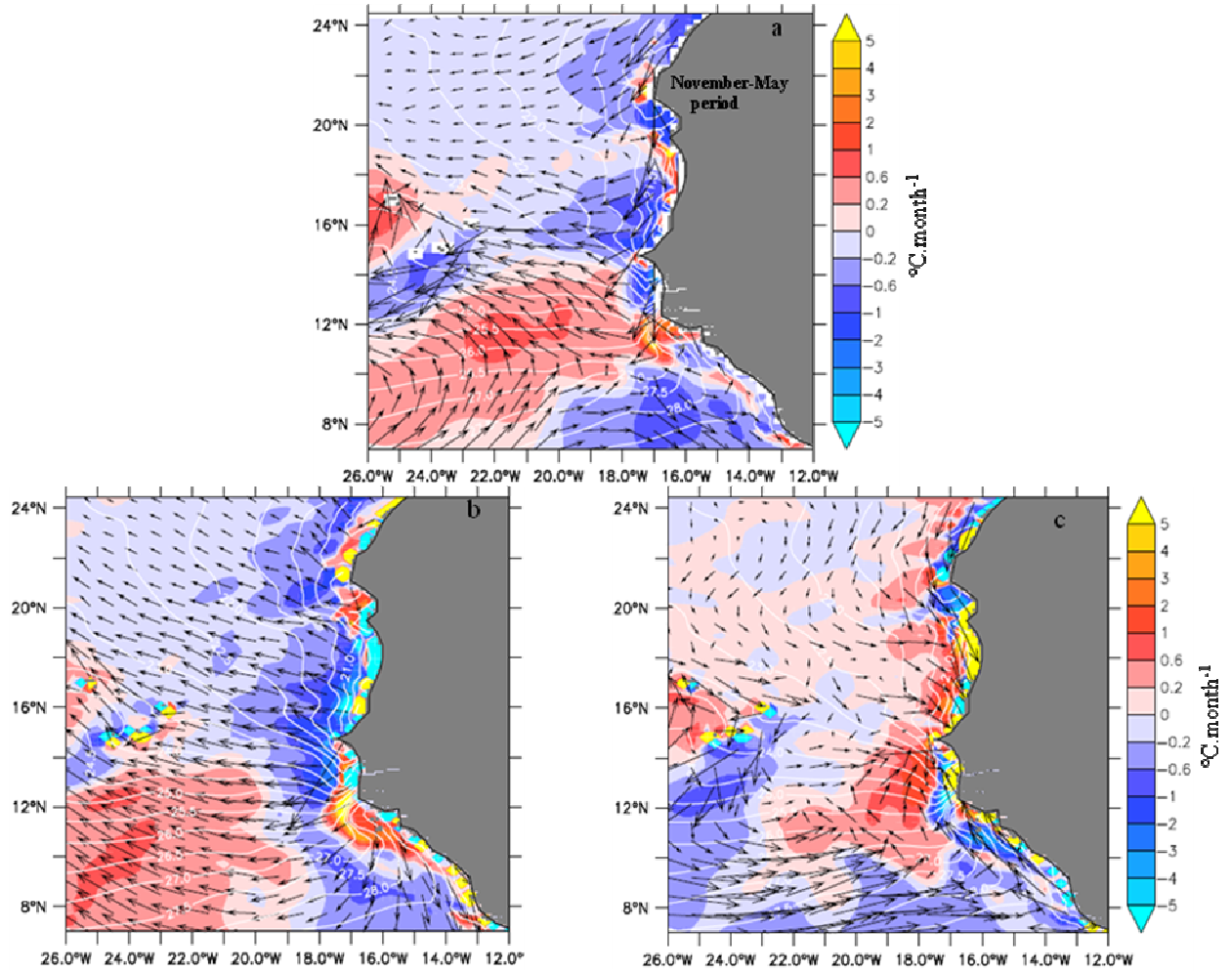


Figure 8: Horizontal processes effect in the model averaged over the CP of: (a) sum of horizontal advection and lateral diffusion (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$), total currents (black vectors), (b) ageostrophic advection term (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$), ageostrophic currents (black vectors) and (c) geostrophic advection term (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$), geostrophic currents (black vectors), and SST (white contours).

The general structure is hence a coastal maximum, a rapid decrease until near 18°W where the sign changes, and a moderate decrease westward. Such a distribution is evidently due to that of the net heat flux (Fig. 9b). The comparison of the radiative and turbulent components (Figure 9b and 9c) highlights that the second explains most of the pattern, since it varies zonally much more than the solar heat flux. Such variations are explained in large part by the SST. Close to the continent indeed, latent heat flux patterns are comparable to those of SST, since the latter modulates surface specific humidity. Hence one observes minimum heat loss over cold coastal waters, north of the Senegal-Mauritania front ($\sim 12^{\circ}\text{N}$), and larger loss over the warm SLJ to the south nearshore (Fig. 9c). The large-scale tilt in the distribution of the trade winds speed explains the more regular decrease of the total heat flux west of about 18°W . At last it is important to note that the zonal decrease of the net air-sea flux contribution near the continent is also explained by the sharp increase of the MLD (see Fig. 7b), which is

at the denominator in Eq. (1). In conclusion, in the vicinity of the continent east of $\sim 18^\circ\text{W}$, it is mainly SST and MLD structures, associated to coastal upwelling dynamics, which explain the intense damping of the oceanic processes by the air-sea fluxes. West of $\sim 18^\circ\text{W}$, the westward increase of the trade winds speed explains the progressive passage to a more classical winter cooling regime by air-sea fluxes, to the exception of the CVA where local wind reduction in the lee of islands generates a net heat gain by the ocean.

Overall, the comparison between ocean and air-sea fluxes contributions (see ratio of both contributions on Fig. 9a) confirms that there are two main regimes for the region. East of 18°W , the ocean processes associated to coastal upwelling dynamics dominate the time-average cooling, whereas the air-sea fluxes damps it. West of this longitude band, the same opposition holds within the 12°N - 18°N latitude band only, where the maximal net SST cooling centered at $(16^\circ\text{N}, 18^\circ\text{W})$ (Fig. 3b) is due mainly to Ekman drift of cold coastal waters. North and south however, the air-sea fluxes dominate the ocean processes by at least a factor two. Note though that since the periods for time-averages were chosen to emphasize coherence in upwelling dynamics, ocean effect appears relatively intense. The net-air-sea flux in fact changes sign during CP, but explains month-to-month SST variations in large parts of the region, as we will see in section *d*.

c. June-October warming period

This period corresponds in time-average to a warming of the domain. The northward migration of the ITCZ causes a decrease of the coastal Ekman pumping south of 18°N , and an increase north of it (Fig. 2). During WP, the contribution of the net air-sea heat flux is dominant over most of the domain as we will see, and we begin the analysis with it.

Figure 10 displays its time-mean contribution, and components. Overall the distribution resembles its annual mean. Compared to the CP mean, the structures of all quantities still display a rapid zonal variation of intensity from the coastline to about 18°W . Contrasts in longitude are weaker between 12° - 18°N , as expected from the lesser intensity of coastal dynamics associated to weaker Ekman pumping there. North of 15°N the air-sea flux effect decreases westward, first rapidly by a factor of ~ 2 and then smoothly by ~ 2 again (Fig. 10a). It is due to the net air-sea flux distribution (fig 10b), and also to the MLD westward increase (Fig. 3d), both of them explaining the zonal change in roughly equal proportion. The net air-sea flux decrease arises from its turbulent component only, since solar radiation increases slightly westward (contours in Fig. 10b).

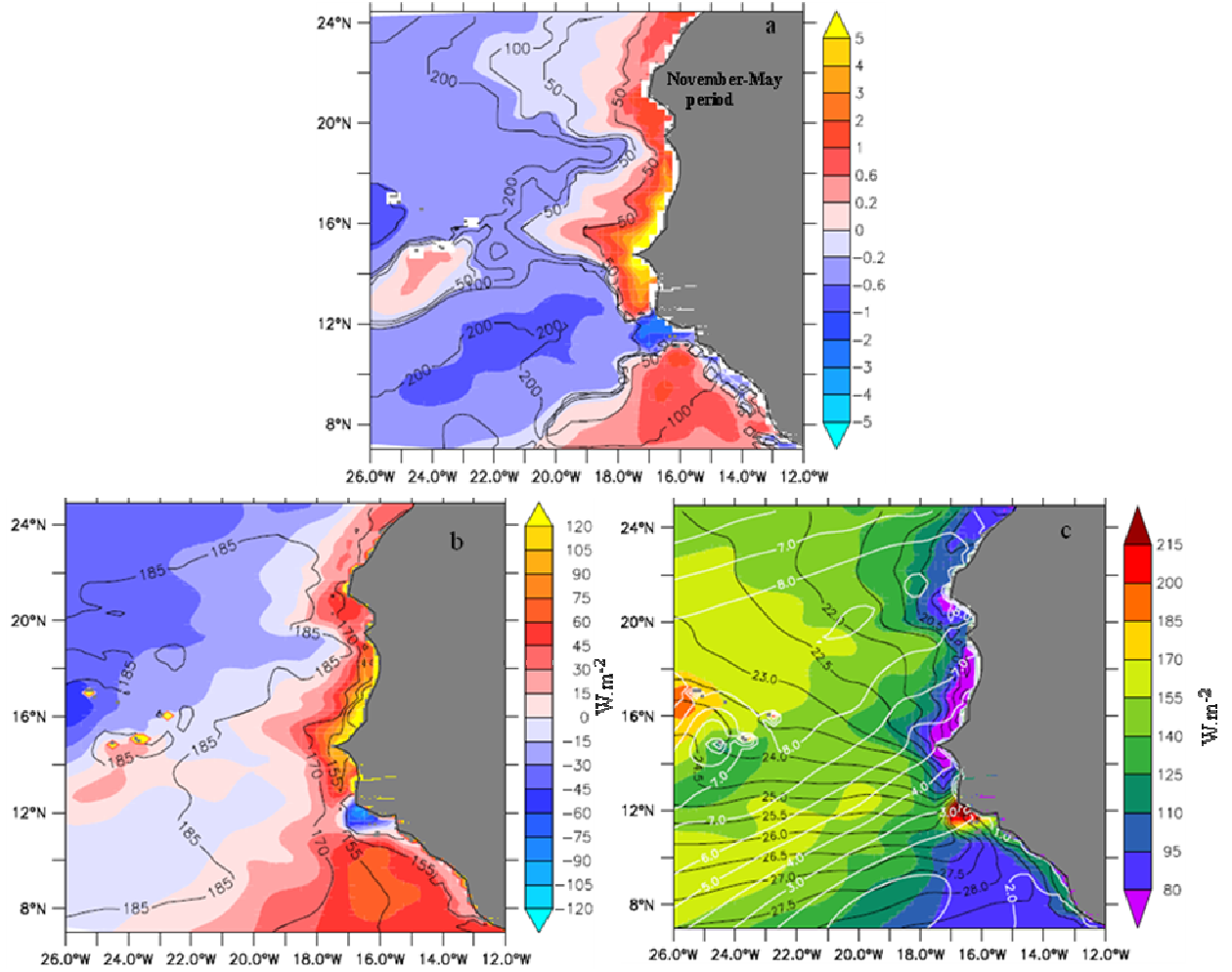


Figure 9: Contribution of air-sea heat fluxes to the ML heat budget over the CP. (a) trend associated to the net air-sea heat flux (shading, $^{\circ}\text{C}.\text{month}^{-1}$) and ratio of net air-sea heat fluxes effect over total ocean effect (black contours), (b) net air-sea heat flux (shading, $\text{W}.\text{m}^{-2}$) and surface shortwave radiation absorbed in the ML (black contours), (c) turbulent heat fluxes (latent+sensible) (shading, $\text{W}.\text{m}^{-2}$), SST (black contours, $^{\circ}\text{C}$) and intensity of wind stress (white contours, $\text{N}.\text{m}^{-2}$). The sign of latent heat flux (<0) has been changed.

The turbulent heat loss is indeed rising to the west, due in main part, to SST distributions shaped by ocean circulation, in particular coastal dynamics associated to weak Ekman pumping (Fig. 2). In the 15-20°N latitude band, it is also due to the wind speed increase to the west. To the north the wind speed decreases westward and effect on turbulent cooling is dominated by the SST increase. This result is consistent with the analysis by Foltz *et al* (2013) that also invokes the control by air-sea humidity gradients north of 20°N.

Regarding the abrupt meridional decrease of the net air-sea flux contribution in the south, it results from the combination of minimum incoming shortwave radiation (not shown but, that has the same pattern that the contours in Fig. 10b) associated to the ITCZ cloud cover, and intensifying turbulent cooling due to equatorward acceleration of the southern trade wind south of the ITCZ (white contours in Fig. 10c). However the net air-sea flux is

positive almost everywhere, and the net cooling contribution to the ML heat budget visible south of the ITCZ diagonal (Fig. 10a) can only be due to the fraction of the solar flux that penetrates below the ML. This process will be confirmed by the examination of vertical processes contribution.

To conclude, it is worth noting the predominance in the net SST warming (Fig 3d) of the air-sea fluxes over the ocean processes, north about 11°N , except east of 18°W where this occurs north of 14.5°N (Fig. 10a). South of the ITCZ, the weak SST variations are almost everywhere dominated by the ocean contribution.

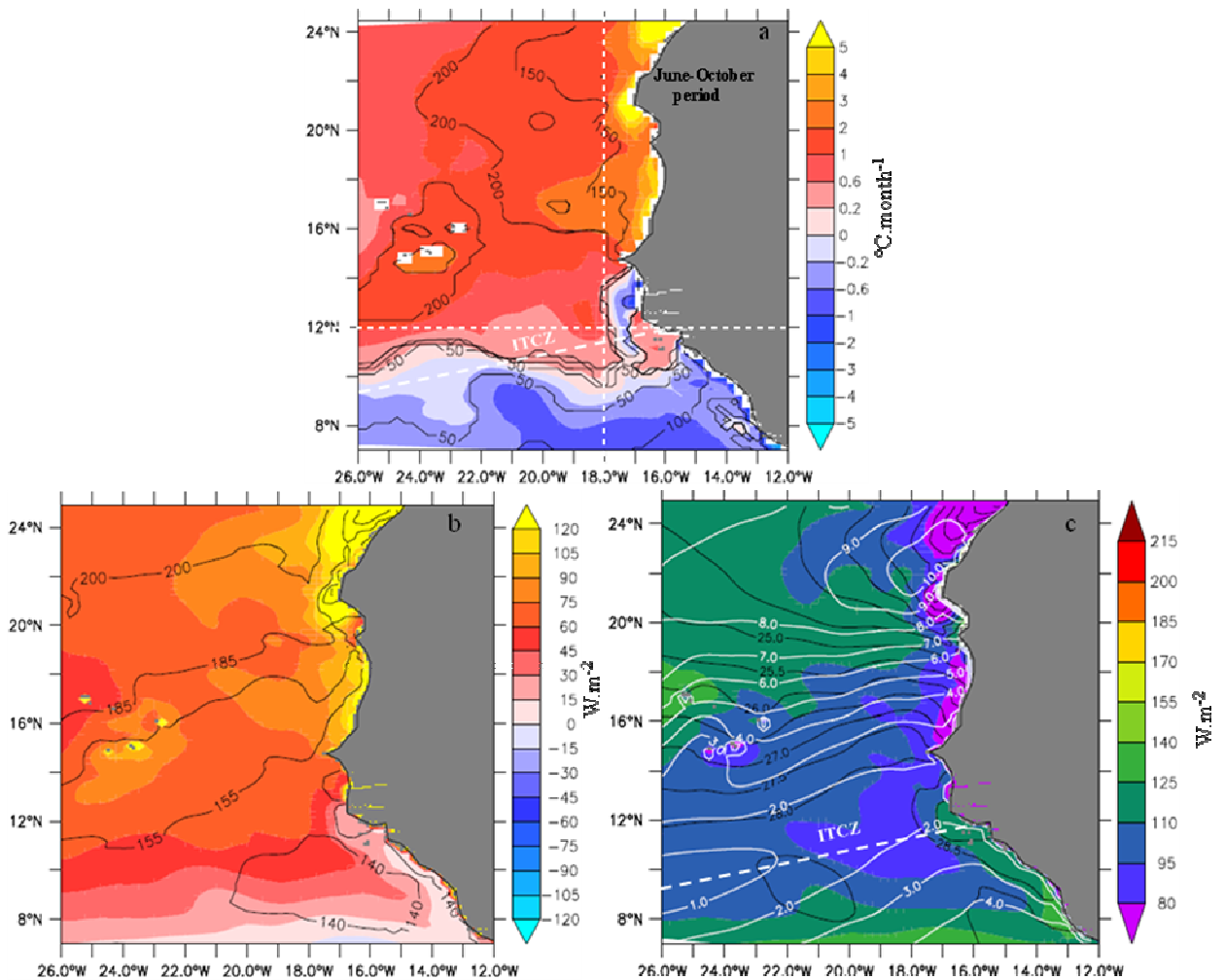


Figure 10: Same as in Figure 9 but over WP (June-October).

Now we turn to the ocean contribution shown in Figure 11a. Its general structure is comparable to the annual mean, but for larger intensities to the north and south of the domain. The comparison with the contribution of vertical processes (Fig. 11b) is striking and indicates that it explains most of the ocean contribution pattern. The ratio with the contribution of

horizontal processes (contours in Fig. 11a) shows however that north and south of the domain, horizontal processes are comparable contributors in terms of intensity. As during CP, the vertical processes contribution is dominated by far by vertical diffusion (not shown), but there are significant changes to this term compared to CP. First a domain scale latitudinal dipole appears on both sides of the ITCZ diagonal (Fig. 10c), and second the open-ocean diffusive cooling develops northward and westward, forming a relative maxima centered at (17°N, 19°W) (Fig. 11b). Off-line reconstruction of the vertical diffusion effect indicates that is in large part explained by the vertical temperature gradient at the ML base, rather than by the vertical diffusion coefficient K_z (Figs. 11c and 11d), except for the intensified Morocco upwelling. It is hence different than during CP. K_z is more homogeneous zonally and exhibits higher values far from the continent, possibly due to the weaker stratification at this period that is favorable to turbulence. Therefore the latitudinal variations of vertical stratification at the ML base become determining (Fig. 11d), despite smaller values during this warming season. This relative weakness may seem surprising considering the intense seasonal surface warming, but during WP, a significant fraction of the solar radiation penetrates below the thin ML, and contributes to shaping smooth vertical profiles of temperature.

To explain the meridional structure of the subsurface stratification, it is first necessary to recall that the seasonal shift of the ITCZ is responsible of a northward shift of the open-ocean upwelling, which in turn lifts the thermocline (Fig. 4d) and tend to enhance stratification north of about 15°N. Moreover, the ITCZ rainfall gives rise to barrier-layers, and associated temperature inversions at the ML base (Fig. 11d) (Mignot et al., 2012). Consequently, vertical turbulence warms SST there. Looking at the diffusive warming and inversions distribution, it appears that it results from a combination of the large scale barrier layer distribution associated to the ITCZ and NECC (Mignot et al., 2012), and from a narrow coastal band reaching further north up to the Cap Verde Peninsula, likely due to advection of equatorial fresh waters by the SLJ as well as local seasonal rainfall. Note that in line with other coastal modifications between CP and WP described above, large horizontal diffusion effects are displaced northward offshore Mauritania and Morocco coasts (not shown). Their intensities reach up to $0.6^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$, corresponding to mesoscale eddy activities accompanying coastal upwelling.

During WP, horizontal advection still plays a significant role in the evolution of the SST, except for the zonal band located between 17° and 20°N. There it represents less than a quarter of the vertical oceanic processes (Fig. 11a) due to currents largely parallel to the isotherms.

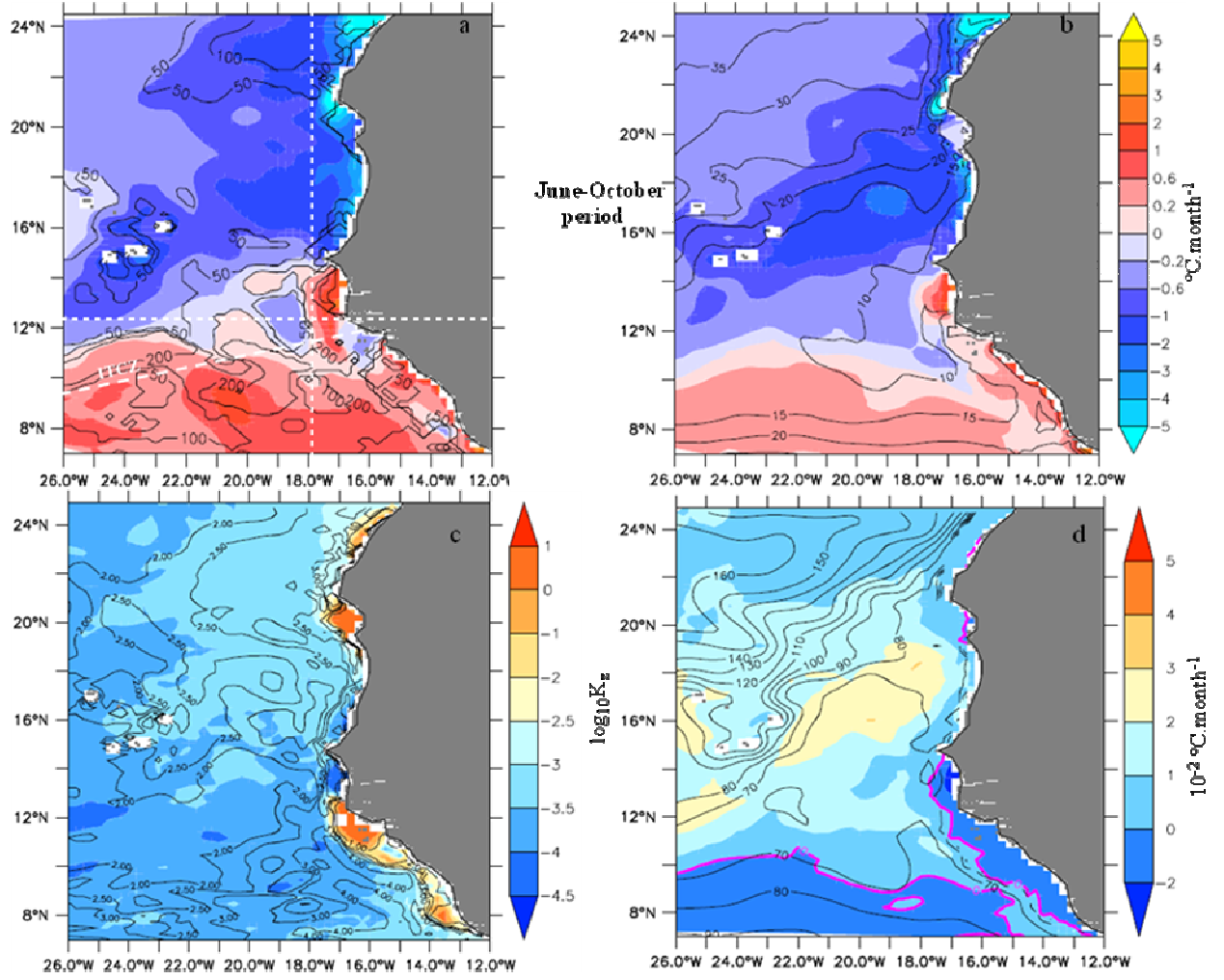


Figure 11: Same as in Figure 7 but over WP (June-October).

Near-shore to the north of the domain, the cooling is essentially due to Ekman drift that follows the ITCZ migration (Figs. 12a and 12b). It is shifted northward with a marked extreme and a large cross-shore extension north of 21°N. Around this latitude, warming incidentally occurs just at the coast because upwelling and SST minima are found at some distance offshore due to the topography of these regions, which affects structure and intensity of upwelling, as observed by Barton et al. (1977). Interestingly, from Cap Timiris to the Cap Verde Peninsula within 100-300 km from the shore off Senegal and Mauritania, the imbalance between Ekman cooling and geostrophic warming by the MC, is in favor of Ekman flow. This ageostrophic cooling reinforces the vertical processes cooling from the coastal upwelling (Figs 11b, 12a and 12b). Hence the simulation suggests that the WP time-mean net current contribution is dominated by the MC warming effect only far off-shore, west of 18°W. To the opposite, just south of Cape Verde Peninsula, the advection of warm waters brought by the MC dominates the Ekman drift, which leads to net warming by advection. On the continental

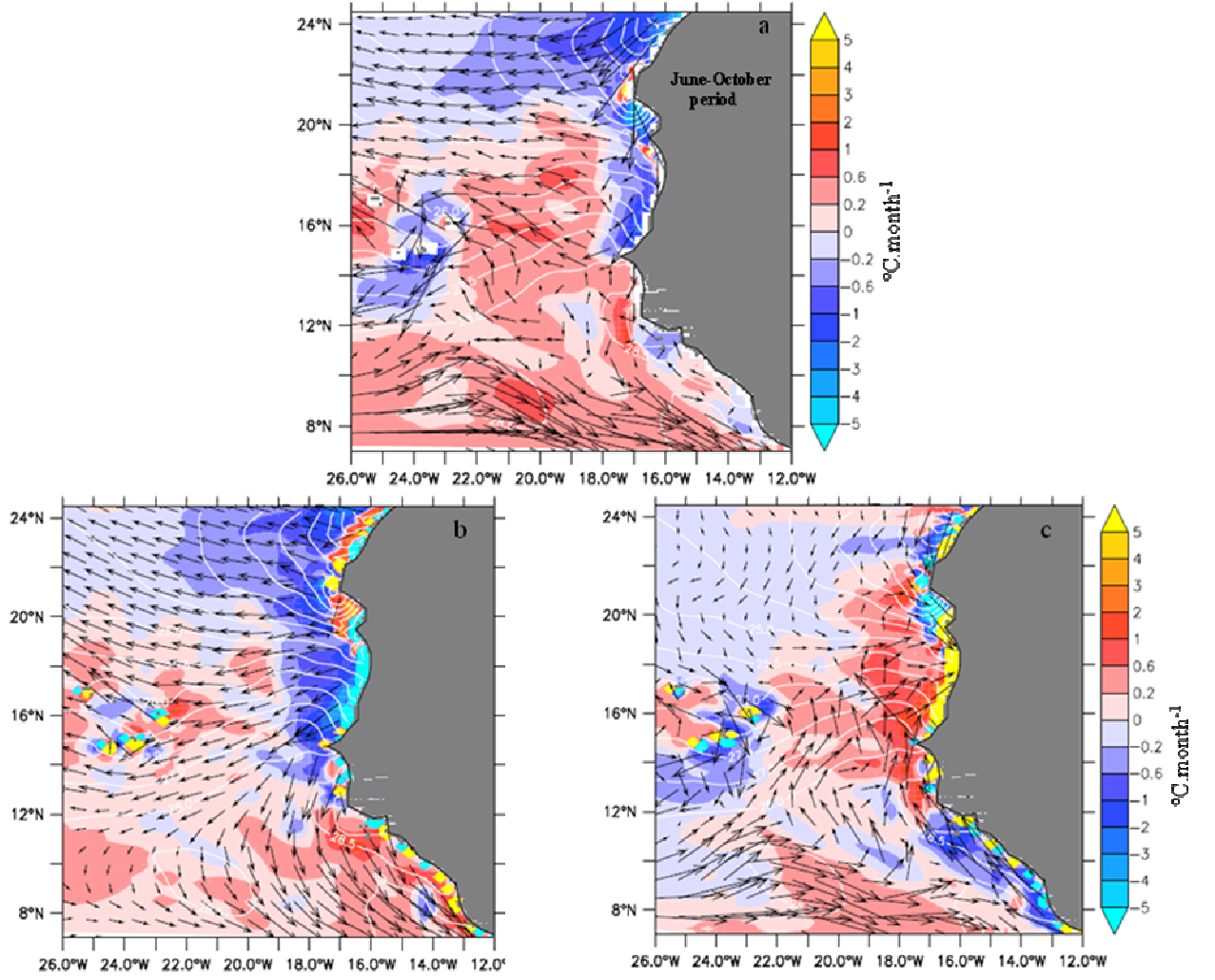


Figure 12: Same as in Figure 8 but over WP (June-October).

shelf south of 12°N, a coastal SST maximum leads to the same type of compensation between geostrophic currents (cooling) and Ekman drift (warming), described above for southern Morocco, with overall a weak advective effect on SST. West of 18°W, the modulation of the advective effects associated with the Cape Verde islands is unchanged relative to CP (Figs. 8a and 12a). South of 12°N, the net warming by advection is due to the generally constructive contributions of Ekman and geostrophic (NECC) flows. Despite the high resulting velocities, the warming tendency remains modest because the temperature gradient in the area is weak.

Considering the insights provided by the above spatial analysis, a finer understanding of the leads and lags between processes of the heat budget can be obtained thanks to latitude-time diagrams of the zonally averaged terms. In the following, we present one diagram for each sub-domain, first for the continental zone east of 18°W, and second for the open-ocean area to the west. We focus on time transitions between heat budget regimes. Note that

averaging coastal data over a varying distance corresponding to the plateau width offers similar results.

d. The sub-domain next to the continent

Two latitudinal sectors emerge from Fig. 13a. North of 12°N the SST experiences an annual cycle, whereas to the south it is semi-annual and forced by the two passages of the ITCZ (Fig. 13a). As seen before, the strongest SST variations ($>2^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$) occur approximately from 12°-20°N. At first sight the overall variations are in good phase with the net air-sea flux contribution (Fig. 13b). We first study the cooling phases, which start early September north of the Cap Verde Peninsula, and later on further south (until December). North of $\sim 20^{\circ}\text{N}$, the SST cooling phase is driven by the decrease of the net air-sea flux, warming effect, that become smaller than the cooling by upwelling dynamics. It is obviously due to the seasonal attenuation of solar radiations. The relative high intensity of the cooling effect by ocean processes is essential to the heat budget evidently, but not for its change from a net positive to net negative trend. It is not a driver since it entered a decreasing phase around this period, explained by the attenuation of the trade winds (Fig. 4) and associated Ekman pumping (Fig. 2). From $\sim 20^{\circ}\text{N}$ to the Cap Verde Peninsula (15°N), to the contrary the cooling effect by ocean processes strongly increases from early September to mid-October (from about -1 to $\sim -2.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$, Fig. 13c), due to intensification of vertical turbulent mixing and along-shore southward advection, generated by the strengthening of the winds (Figs. 2, 4, and Figs. 13d and 13e). Note that horizontal processes, largely dominated by advection, have a cooling effect generally more than half as intense as the vertical processes (contours in Fig. 13e). During this period, the warming effect by air-sea fluxes decreases in smaller proportions (from about 1 to $\sim 0.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{month}^{-1}$), thereby contributing slightly to the net cooling. The SST cooling peak in October is therefore explained by the constructive effects of both family of processes, dominated by the upwelling dynamics. From November to February, essentially the upwelling dynamics maintain the cooling rate. South of 15°N , it is clearly the net air-sea flux that controls the early months of the cooling season. There, seasonal temperature inversion effects (Fig. 13d) as well as northward advection of warm waters by the MC and SLJ (Fig. 13e) warm the SST to the contrary.

The second period of particular interest is the period when SST has reached minimum annual values, and starts to increase again, in March-April at all latitudes. It is almost everywhere a period of cooling by oceanic processes, especially intense south of Cap Timilis

($\sim 20^\circ\text{N}$) where Ekman pumping and upwelling velocities increase (Fig. 2 and contours in Fig. 13d). Vertical turbulent processes dominate the cooling (see ratio in contours, Fig. 13c), whereas coastal horizontal currents favor or oppose them depending on latitude, as discussed in previous sections. The only exception is over the Senegal-Mauritania front ($11\text{--}12^\circ\text{N}$), where the SST warming appears to be due primarily to the poleward advection of warm waters along-shore by the SLJ and off-shore spreading by the Ekman drift. Nevertheless, it is overall the seasonal increase of the net air-sea flux that sets the start of the warming season, whereas ocean processes act to reduce or delay the warming.

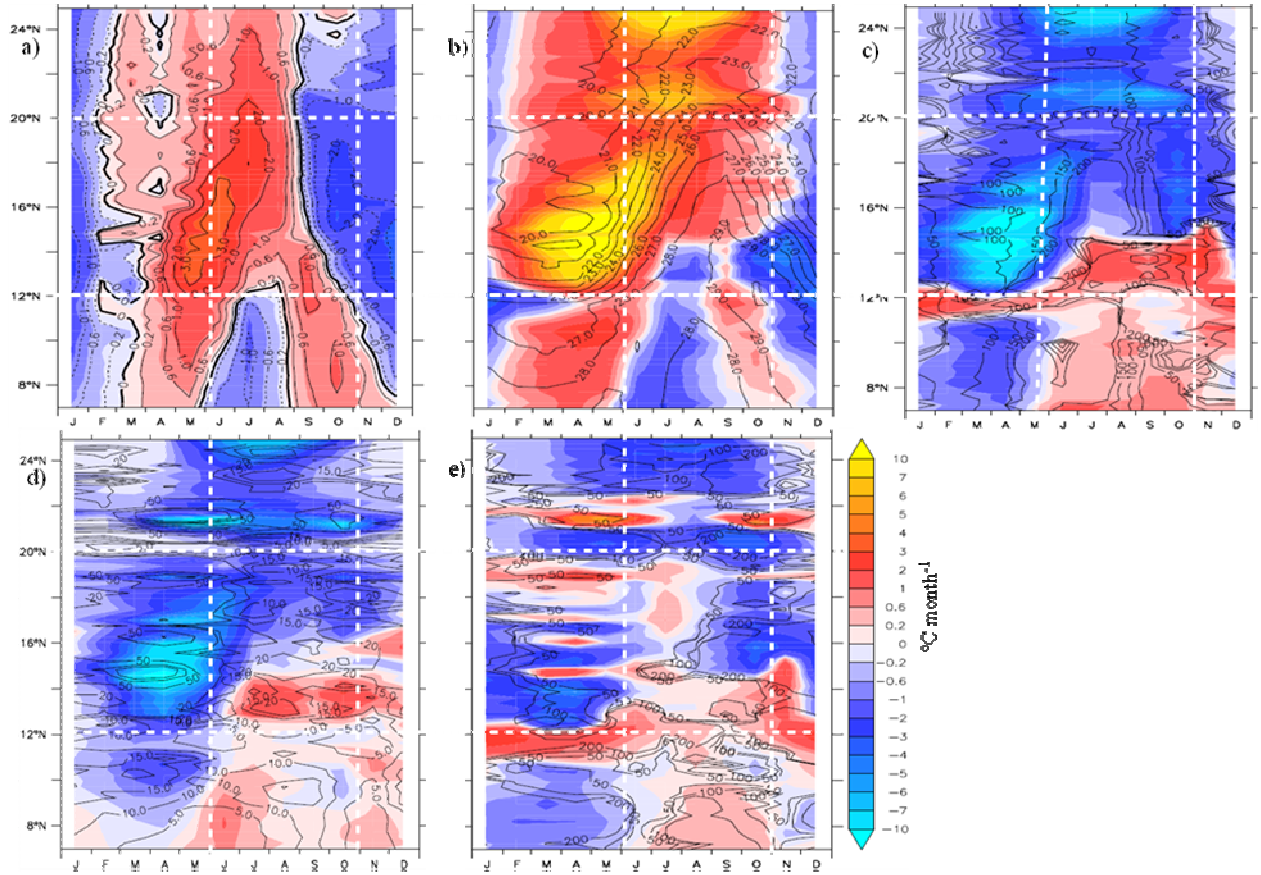


Figure 13: Latitude-time Hovmöller plots along the coastal region (averaged from the coast to 18°W) of the mean seasonal cycles of: (a) model total temperature trend (shading and contours, $^\circ\text{C}.\text{month}^{-1}$), (b) air-sea heat vertical process (shading), and SST model (contours, $^\circ\text{C}$), (c) total oceanic trend (shading, $^\circ\text{C}.\text{month}^{-1}$) and ratio of net air-sea flux effect over ocean effect (contours, %), (d) trend associated with vertical processes (shading, $^\circ\text{C}.\text{month}^{-1}$) and maximum vertical velocities between surface and thermocline (contours, $\text{meter}.\text{month}^{-1}$) and (e) horizontal processes (shading, $^\circ\text{C}.\text{month}^{-1}$) and ratio of horizontal processes over vertical processes (contours, %).

e. The open ocean

We now focus on the area west of 18°W . The SST temporal changes are broadly similar to those next to the continent, but share a much stronger resemblance with the net air-sea flux term (Figs. 14a and 14b). In more details, the air-sea fluxes contribution displays everywhere the same pattern as the SST change. It is more intense most of the time, though, since the oceanic processes oppose it quasi systematically. Two regions of exception deserve attention: north of $\sim 18^{\circ}\text{N}$ when the oceanic processes contribute weakly to the forcing of the SST decrease by the air-sea fluxes (October-February), and south of 10°N in September- October when the ocean forces mainly the second semi-annual warming. Overall, air-sea fluxes set the positive and negative trends in SST over most of the domain. Interestingly the ocean counter-action is not a mere passive damping. Indeed during WP, wind-driven vertical currents (contours in Fig. 14d) amplify stratification and turbulent cooling, especially near 16°N as discussed in Figure 11. To the south, temperature inversions associated to ITCZ barrier layers restore to the surface the heat from solar radiations that penetrate below the ML (see especially Fig. 11d). From $8\text{-}10^{\circ}\text{N}$ they oppose the July cooling, but set the following warming. Additionally throughout the year horizontal advection, discussed in previous sections, also contribute to oppose the net air-sea flux effect (Fig. 14e). Considering the spatial distributions analyzed previously, these results, derived in average, are more representative of the western part of the sub-domain. Indeed, closer to the continent and the islands, oceanic effects have larger amplitudes relative to the net air-sea flux (see Figs. 9 and 10). Also recall that the CP time-average had shown a positive mean contribution of the air-sea fluxes during the net SST cooling. This apparent contradiction, is due to the consistency of the sign of the ocean processes term over CP (negative during four out six months) relative to that of the net air-sea flux effect during the same period (half time negative, half time positive). Nevertheless, the main sign changes of the SST trend, in March and in September-October are driven by the net air-sea flux effect.

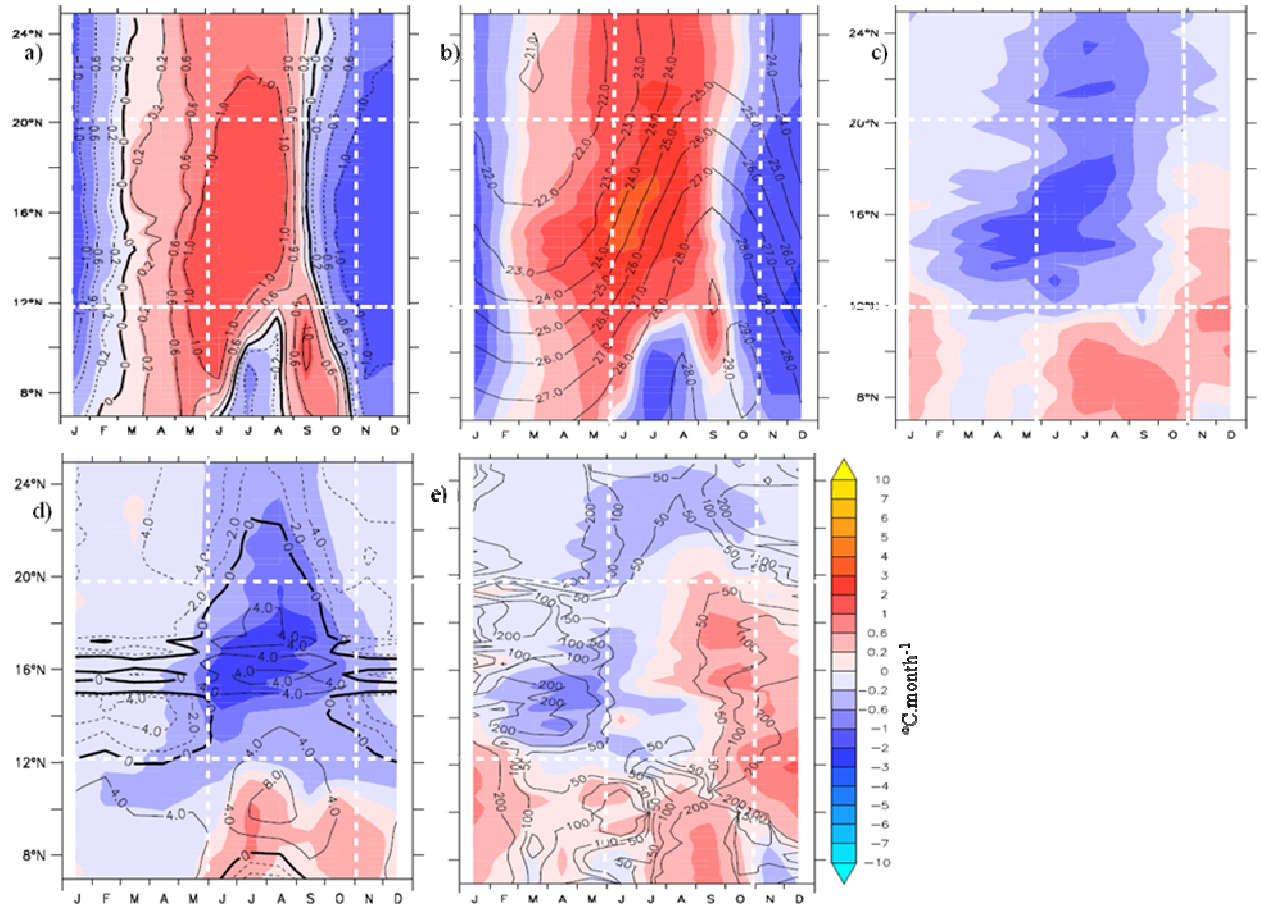


Figure 14: Same as in Figure 13 but for the heat budget terms averaged between 18°W to 26°W.

4.2.2.4. Summary and Discussions

In this study, the climatological seasonal cycle of the SST in the Atlantic Northeastern Tropical Upwelling System (ANETUS) is examined using a ML heat budget, in a numerical simulation of the Tropical Atlantic. The ANETUS domain is characterized by the presence of the continent to the east, the Guinea upwelling gyre and Guinea Dome, and the presence of the ITCZ. The contribution of the ocean processes to the heat budget is the focus of our study, and particularly the heat fluxes at the base of the ML that is difficult to compute from existing observations. Two main heat budget regimes emerge in annual mean on both sides of schematically latitude 12°N (related to the mean ITCZ location) and are quite representative of the time-varying contribution of ocean processes. Roughly, to the north, the mean regime is characterized by a tendency to cool the ML by ocean processes, generally dominated by vertical turbulent mixing intensified by Ekman pumping. To the south, the ocean processes tend generally to warm the surface, through advection by NECC, MC or SLJ and temperature

inversions, and against a time-mean cooling by air-sea fluxes. The seasonal variations of the SST can be described by a cooling period CP of decreasing and then minimum SST (November-May), and a warming period WP (June–October) of increasing SST reaching a maximum in summer. Both are respectively associated to maximum then minimum coastal upwelling south of $\sim 20^\circ\text{N}$ (Cap Timilis), and vice-versa north of the Cap. Two sub-domains in terms of ocean circulation and heat budget are separated grossly by longitude 18°W : a narrow continental band of a few degrees of longitude next to West-Africa characterized by ocean frontal dynamics and intense signals, and a vast open ocean region to the west that displays smoother fields and weaker signals. The seasonal heat budget explaining the SST cycle is:

- 1) The continental band: the cooling starts early September north of the Cap Verde Peninsula. North of Cap Timilis, it is driven by the decrease of the net air-sea flux warming effect, due to the seasonal attenuation of solar radiation. It is damped by the decrease of the oceanic cooling trend, due to the seasonal Ekman pumping attenuation. South of 20°N , down to the Cap Verde Peninsula (15°N), the constructive effects of both air-sea fluxes and, in larger proportion, upwelling dynamics, explain the SST cooling and its October peak of intensity. Later on the latter dominates the cooling season. From 15°N to 7°N and from October to December, the net air-sea flux negative trend triggers the cooling, whereas temperature inversion and warm geostrophic currents damp it. Regarding the second phase of the SST cycle, the start of the warming season, regardless of latitude, is forced by the net air-sea flux, and damped by upwelling dynamics.

- 2) The open ocean. The cooling and warming phases are fundamentally driven by the seasonal net air-sea flux effect, against the oceanic processes that partly oppose it, except north of 18°N particularly. The March SST cooling is slightly amplified by the intensifying Guinea Gyre upwelling in summer-autumn, which tends to cool the surface by turbulent mixing, especially near 16°N . Further south, warming by temperature inversions and horizontal currents, opposes the net air-sea flux effect.

Near the continent, our results supporting on the preliminary model study are coherent with Carton and Zhou (1997) pointing out to the leading role of wind-driven coastal upwelling dynamics for the SST cycle from 10° - 20°N . It is however verified only for the cooling phase from September to early March. The warming phase starting in March-April in our simulation is driven instead by the seasonal increase of the solar radiations. The detailed analysis of the upwelling dynamics suggests that the total horizontal contribution represents more than 50% of the effect associated with vertical processes in general. North of 20°N and

south of 12°N , it is often stronger than the effect of vertical processes. Advection of waters, especially from the north, is therefore an essential contributor to the coastal upwelling system heat budget, when SST is in its decreasing phase. Over the open ocean, west of $\sim 18^{\circ}\text{W}$, our result supports most of those of Foltz and al. (2013). South of the mean ITCZ location however, we could evidence warming by vertical turbulent processes associated to temperature inversions, found within barrier layers in the region. Due to these inversions, we found that the Guinea Dome upwelling is able to generate a cooling only in the northern half of the GD area, in contrast with the study of Yamagata et al. (1995), which suggest a decrease in heat content due to horizontal and vertical divergence of the heat transport in all GD region.

Our model results are limited by inherent errors due to the relatively low horizontal and vertical resolution near the coast, and uncertainties in air-sea fluxes. Despite the biases in the represented thermocline, ML and mesoscale structures, we hope that our paper can provide nevertheless a relevant basis for further studies of the variability of SST and currents in the ANETUS, in particular at other challenging time-scales, like intra-seasonal and interannual ones. A higher resolution model study would help in assessing the robustness of the present results there.

Important limitations in the present study are due to the scarcity of in-situ observations. Additional studies of ocean currents, upper ocean turbulence and mixing, and more robust estimates of air-sea heat fluxes are needed offshore West Africa. This will require the implementation of measuring instruments to monitor the coastal region over long time periods, such as fixed moorings performing oceanic and atmospheric measurements. Such measurements will allow us to better evaluate numerical models and improve our understanding of regional ocean-atmosphere exchanges and climate variability.

ACKNOWLEDGMENTS:

The research leading to these results has received funding from Centre de Recherche Océanographique Dakar-Thiaroye (CRODT/ISRA), Dakar-Sénégal and the International Joint Laboratory LMI ECLAIRS, as well as from the EU FP7/2007-2013 under grant agreement no. 603521. We thank B Diaw, C Ndour, H Diadhiou, M. Fall and Patrice Brehmer for their essential support throughout this study, and X.Capet. We are grateful to the anonymous reviewers for his helpful comments.

4.3. Complément de l'analyse du bilan de chaleur côtier

Pour une plus grande visibilité du cycle saisonnier du bilan de chaleur dans le régime d'upwelling côtier du Sénégal et de la Mauritanie, nous avons choisi 3 boîtes à l'intérieur du domaine côtier. Il y a plusieurs critères de choix pouvant être utilisés pour la détermination géographique de ces boîtes, nous avons opté ici, comme aide à la décision, l'écart type (Figure 4.1) de la SST qui donne une idée sur le taux de fluctuation annuelle de la SST. L'écart-type est faible (1°C - 2°C) sur les côtes de la Mauritanie et au sud de 12°N (Guinée-Sierra Leone). Entre 12°N et 18°N , intégrant toute les côtes du sénégalais où l'activité de l'upwelling est très intense de novembre à mai et les vitesses verticales sont faiblement positives de juin à octobre, l'écart-type est significatif (4°C). Cela se traduit physiquement par une forte variation annuelle de la SST dans cette région.

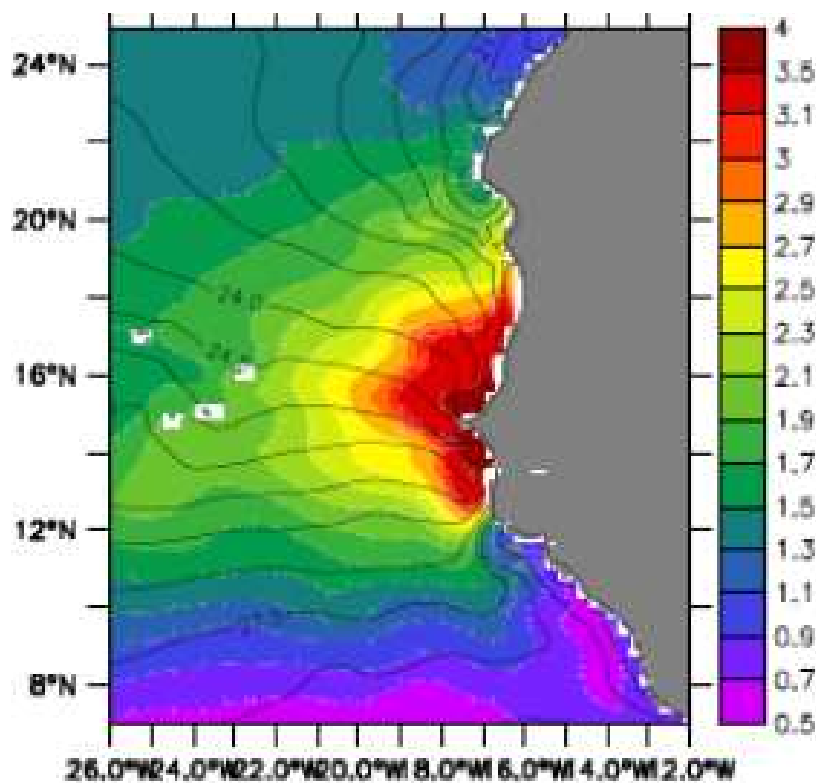


Figure 4.1 : Ecart-type de la SST ($^{\circ}\text{C}$) de la configuration ORCAR025 du modèle NEMO.

Le choix de ces boîtes est aussi judicieux car permettra de rendre compte, en particulier, des phénomènes liés à l'upwelling et de leur saisonnalité sur le long de la côte Sénégal-Mauritanie.

Les variations de la SST dans la boîte nord indiquent un cycle saisonnier annuel, marqué par un réchauffement de mars à août dû au forçage atmosphérique et un refroidissement de septembre à février causé à la fois par le forçage atmosphérique et les processus océaniques (Figure 4.2a). Le maximum et le minimum de variation de SST sont respectivement atteints en juillet et en janvier en raison des extrêmes de contribution atmosphérique et océanique. Ce cycle saisonnier de variation de SST est aussi en phase avec le cycle annuel du terme atmosphérique, qui est fortement amorti par les processus océaniques, notamment d'avril à septembre où l'upwelling côtier induit par le vent est fort (Figure 4.2b). La MLD étant au dénominateur de l'équation de variation de la SST, son minimum atteint en été entraîne une amplification des termes du bilan.

La contribution de l'advection au refroidissement par les processus océaniques provient entièrement de l'advection zonale car l'advection méridienne tend annuellement à réchauffer la couche de surface (Figure 4.2a). Par ailleurs, le réchauffement par l'advection méridienne est équilibré par le terme vertical d'octobre à avril. En été, le refroidissement advectif diminue au moment où celui lié au terme vertical augmente et devient majoritaire dans la contribution océanique. Leur contribution maximale est respectivement de l'ordre de $-1^{\circ}\text{C}/\text{mois}$ et $-1.5^{\circ}\text{C}.\text{mois}^{-1}$.

De septembre à octobre, les processus océaniques sont principalement responsables du refroidissement de la SST au moment où le réchauffement atmosphérique décroît brusquement en raison d'une augmentation significative de perte chaleur latente (Figure 4.2). On observe, respectivement, une forte et légère diminution du vent et du flux solaire entraînant une augmentation soudaine de la MLD.

De novembre à février, Malgré un vent assez important, les processus océaniques sont faibles en raison des valeurs élevées de la MLD (60-100 m), qui pourraient être expliquées par les pertes importantes de chaleur latente et la forte fluctuation du vent. La contribution des flux de chaleur air-mer n'est pas aussi élevée, mais son effet refroidissant combiné avec celui des processus océanique occasionnent un refroidissement relativement important des eaux de surface ($\sim -1.25^{\circ}\text{C}.\text{mois}^{-1}$).

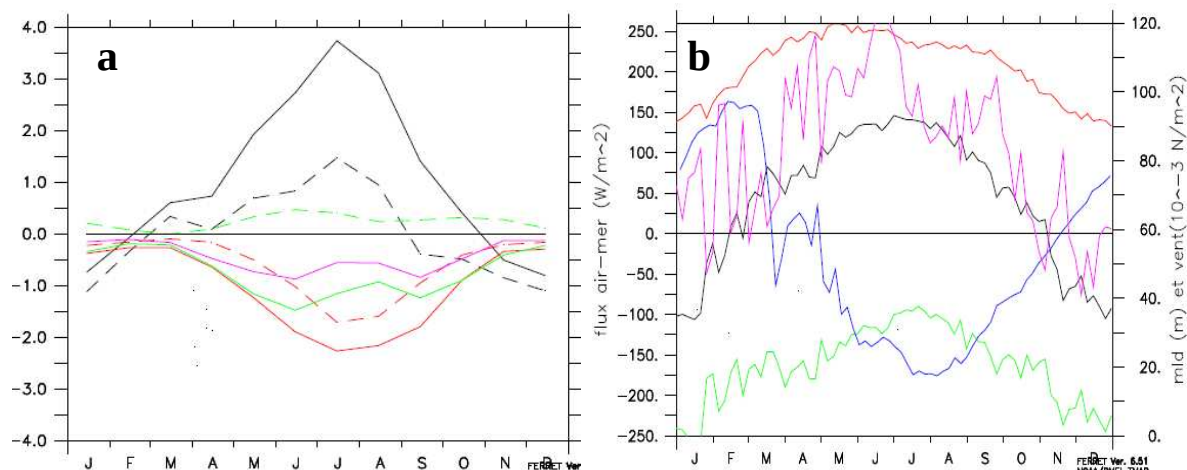


Figure 4.2: Courbes temporelles du cycle saisonnier moyen des termes du bilan de chaleur (a) moyennés dans une boîte ($19^{\circ}N$ - $25^{\circ}N$ et de la côte à l'isobathe 200 m) ; le forçage atmosphérique (ligne pleine noire), advection zonale (ligne pleine verte), advection méridienne (ligne pointillée verte) advection horizontale (violet), terme vertical (ligne pointillée rouge), termes océaniques (ligne pleine rouge), bilan (ligne pointillée noire) et (b) flux solaire (rouge), flux turbulents (vert), flux de chaleur net (noir), la tension du vent (violet) et la profondeur de la couche de mélange (bleu), moyennés dans la même boîte indiqué précédemment.

La boîte centrale (Figure 4.3) est localisée sur les côtes sénégalaises entre $12^{\circ}N$ et $18^{\circ}N$. Cette boîte présente un peu de ressemblance à celle décrite précédemment. En effet, la variation de la SST qui est marquée par un refroidissement d'octobre à février et un réchauffement de mars à septembre, est en phase avec le cycle annuel du terme atmosphérique (Figure 4.3a), qui est généralement amorti par la contribution océanique, en particulier de février à mai où le maximum de l'upwelling côtier induit par le vent est atteint dans cette région (Figure 4.3b). La comparaison des deux boîtes nord et centrale indique que la durée de propagation de la phase de refroidissement de la côte nord à la côte du Sénégal est d'un mois et vice versa pour le maximum de variation de la SST. Ceci est lié aux mouvements méridiens de la ZCIT. En plus, le maximum et le minimum de variation de la SST sont respectivement atteints en juin et en décembre coïncidant avec les extrêmes des contributions océanique et atmosphérique.

L'advection méridienne tend à réchauffer la couche de surface tout le long de l'année, mais, contrairement à la boîte nord, elle est équilibrée par le terme vertical uniquement en janvier et en février d'où la dominance de l'advection zonale sur la contribution océanique. Cependant, de mars à octobre, toute la contribution océanique est essentiellement due au terme vertical (Figure 4.3a).

On remarque que la MLD décroît progressivement depuis mars jusqu'en juin-août où elle atteint son minimum coïncidant avec le minimum de tension du vent et un minimum relatif du flux solaire. Elle amplifie les termes océanique et atmosphérique en juin (Figures 4.3a et 4.3b).

D'octobre à février, malgré l'augmentation de la tension du vent, les processus océaniques, notamment le terme vertical contribue faiblement à la variation de la SST, excepté en février où l'advection zonale est responsable du refroidissement des eaux de surface (Figure 4.3a). En revanche, on enregistre une forte augmentation de perte de chaleur latente, une légère diminution du flux solaire et une MLD assez développée (~ 15-45 m). Ceci entraîne un refroidissement hivernal maximal par les flux de chaleur air-mer des eaux de surface ($-2.5 \text{ }^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$), en décembre-janvier, contre un réchauffement faible par les processus océaniques largement dominés par l'advection méridienne. Le refroidissement hivernal est plus important sur les côtes du Sénégal que sur les côtes nord.

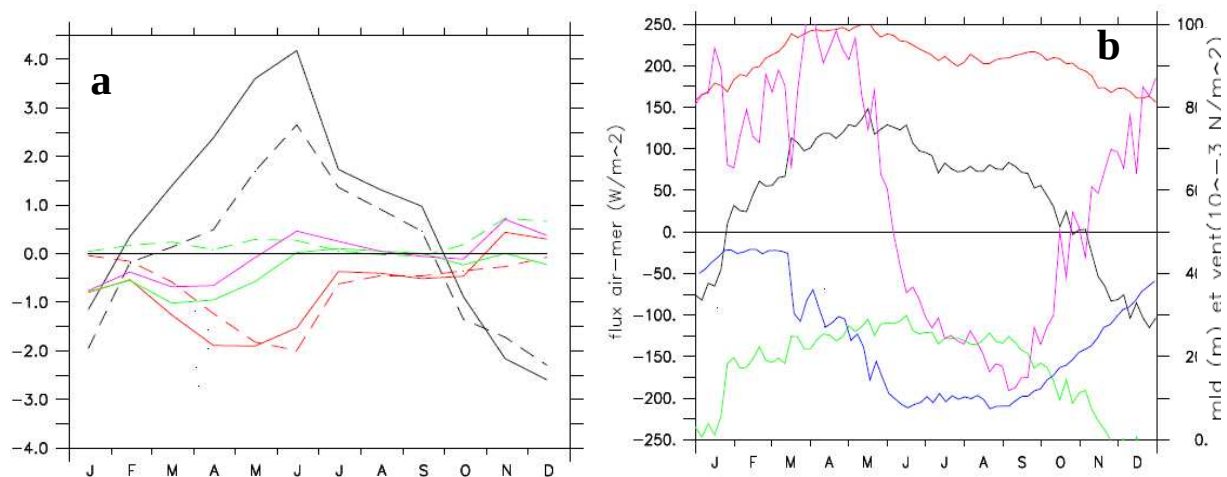


Figure 4.3: Identique à la figure 4.2 mais en moyenne entre 12°N - 18°N i.e. Courbes temporelles du cycle saisonnier moyen des termes du bilan de chaleur (a) moyennés dans une boîte (12°N - 18°N et de la côte à l'isobathe 200 m) ; le forçage atmosphérique (ligne pleine noire), advection zonale (ligne pleine verte), advection méridienne (ligne pointillée verte) advection horizontale (violet), terme vertical (ligne pointillée rouge), termes océaniques (ligne pleine rouge), bilan (ligne pointillée noire) et (b) flux solaire (rouge), flux turbulents (vert), flux de chaleur net (noir), la tension du vent (violet) et la profondeur de la couche de mélange (bleu), moyennés dans la même boîte indiqué précédemment.

En ce qui concerne la boîte sud, localisée sur les côtes de la Guinée et de la Sierra Léone, la SST présente un faible taux de variation, qui est entraîné par le cycle semi-annuel du terme atmosphérique. Ces variations de la SST sont caractérisées par deux saisons de réchauffement (septembre à novembre et mi-mars à mai) et deux saisons de refroidissement

(janvier à mi-mars et juin à août). Cela montre le caractère semi-annuel du bilan de chaleur dans cette région, et révèle une nette différence de cette boîte aux deux autres boîtes analysées précédemment. Une deuxième analyse des 3 boîtes montre une forte variabilité ou dépendance latitudinale du bilan de chaleur au large des côtes nord-ouest africaines, en particulier du sud du Maroc à la Sierra Léone. Ainsi, l'évolution de la variation de la SST est essentiellement contrôlée par le forçage atmosphérique (Figure 4.4a), comme constaté dans les deux boîtes nord et centre.

Le refroidissement de janvier à mi-mars est principalement assuré par les processus océaniques, contre un réchauffement par le terme atmosphérique (Figure 4.4a). La contribution des processus océaniques est quasiment issue de l'advection horizontale.

Durant la première phase de réchauffement, de mi-mars à mai, les contributions océanique et atmosphérique importantes durant l'année sont atteintes en avril, respectivement, de l'ordre de $-1.75^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$ et de $2.25^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$. Cependant, le maximum de variation de la SST ($\sim 0.7^{\circ}\text{C.mois}^{-1}$) est un peu évincé. En effet, les pertes de chaleur latente diminuent légèrement tandis que la radiation solaire augmente fortement, ce qui entraîne un réchauffement par les flux air-mer (Figure 4.4b). On note aussi un maximum relatif du vent favorable à l'upwelling côtier, associé avec une diminution de la MLD, occasionnant les importantes valeurs du terme vertical. L'advection horizontale contribue quasiment autant que le terme vertical.

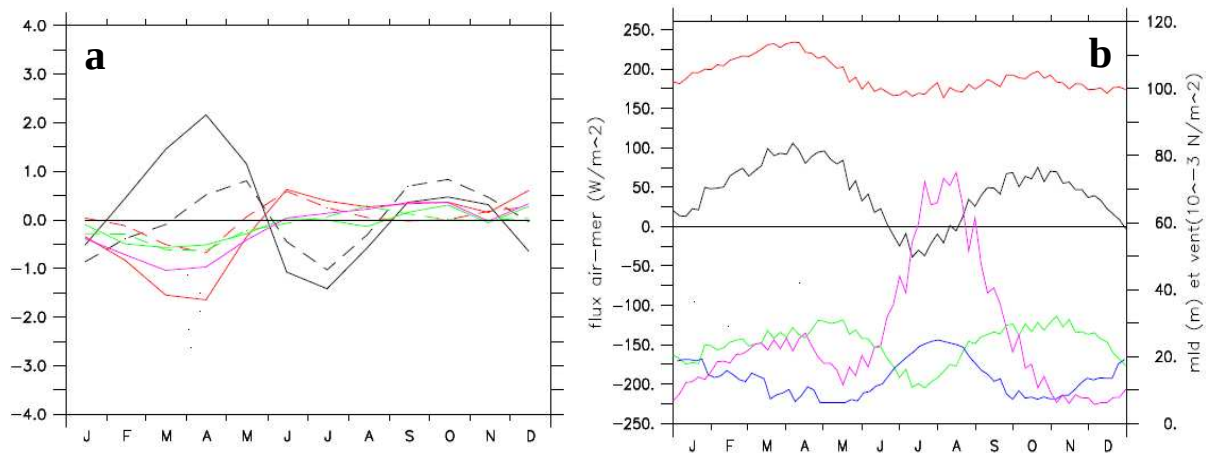


Figure 4.4 : Identique à la Figure 4.2 mais en moyennée entre 7°N - 12°N , i.e. Courbes temporelles du cycle saisonnier moyen des termes du bilan de chaleur (a) moyennés dans une boîte (7°N - 12°N et de la côté à l'isobathe 200 m) ; le forçage atmosphérique (ligne pleine noire), advection zonale (ligne pleine verte), advection méridienne (ligne pointillée verte) advection horizontale (violet), terme vertical (ligne pointillée rouge), termes océaniques (ligne pleine rouge), bilan (ligne pointillée noire) et (b) flux solaire (rouge), flux turbulents (vert), flux de chaleur net (noir), la tension du vent (violet) et la profondeur de la couche de mélange (bleu), moyennés dans la même boîte indiqué précédemment.

De juin à août, les processus océaniques sont quasiment dominés par le terme vertical qui tend à réchauffer la couche de surface (Figure 4.4a) en raison d'inversion de température. L'accélération éolienne liée à la présence des vents de mousson, est associée à une augmentation de chaleur latente dominant le flux de chaleur net, une augmentation de la MLD et une légère diminution du flux solaire (Figure 4.4b). Malgré le réchauffement par les termes océaniques, la variation de la SST est assurée par le refroidissement par effet d'évaporation.

La deuxième phase de réchauffement de septembre à novembre est occasionnée par une légère augmentation du flux solaire et une baisse significative du flux de chaleur latente. La tension du vent et la MLD décroissent rapidement durant cette période (Figure 4.4b). On note que tous les termes du bilan réchauffent la MLD et le terme atmosphérique contribue presque autant que les processus océaniques qui sont essentiellement dominés par l'advection zonale.

En résumé, les séries temporelles donnent plus en détail le cycle saisonnier des différents termes du bilan de chaleur près de la côte. Elles montrent une variation de la SST qui est annuel en Mauritanie et au Sénégal et est semi-annuel au sud de la région. On note aussi une forte variation méridienne des termes du bilan de chaleur, liée aux mouvements latitudinaux prononcés de la ZCIT. Cette variation présente une amplitude forte au large du Sénégal et faible en Mauritanie et au sud. Le cycle saisonnier de la variation de la SST est principalement contrôlé par les flux de chaleur air-mer qui sont fortement amortis par les processus océaniques. L'advection horizontale joue un rôle important dans la variation de la SST, en particulier près des côtes de la mauritanienne et du sud du Maroc où sa composante zonale est quasiment prépondérante dans la contribution océanique. Elle représente, cependant, moins de la moitié de la diffusion verticale dans la contribution des processus océaniques, sur les côtes du Sénégal.

Chaptire 5 : Conclusions et perspectives de recherche

Les objectifs principaux de ce travail étaient de documenter et comprendre les caractéristiques de la dynamique de l'upwelling et les courants, le long des côtes de la Mauritanie et du Sénégal, et la contribution de la dynamique océanique et des échanges océan-atmosphère sur l'évolution de la température de surface de la mer. Pour ce faire, nous avons utilisé des données *in-situ* et satellitaires et un modèle numérique avec deux simulations interannuelle et climatologique. Les données d'observation nous ont permis non seulement de vérifier le réalisme du modèle mais aussi de mieux déterminer les principales caractéristiques de l'upwelling Ségalo-mauritanien. La modélisation nous a permis de calculer le bilan de chaleur de la couche de mélange pour la SST, difficile à estimer avec les observations en raison de leur rareté et de leur disparité spatio-temporelle. La contribution des processus océaniques au bilan de chaleur a attiré notre attention, avec un accent particulier sur les flux de chaleur à la base de la couche de mélange, estimés à partir du résidu dans le bilan de chaleur calculé à partir des observations. Ce bilan de chaleur nous a aussi permis de fournir des interprétations physiques claires des changements de SST.

Dans un premier temps, nous nous sommes focalisés sur la période de novembre à mai pour décrire les caractéristiques de l'upwelling et la circulation associée, en particulier les filaments, à l'échelle intra-saisonnière et interannuelle à l'aide des mesures *in-situ* de courants (bouées dérivantes), des données satellitaires (SST) et d'autres données auxiliaires (indice d'upwelling et vent ré-analyse).

Les données de SST nous ont permis de définir les caractéristiques de la saison d'upwelling le long des côtes du Sénégal et de la Mauritanie, qui commence généralement fin novembre et persiste jusqu'au mois de mai ou début juin. Une bande étroite d'eaux froides (SST de $\sim 20^{\circ}$ - 22° °C) est observée le long de la côte entre le Cap Blanc ($\sim 21^{\circ}$ N) et la presqu'île du Cap-Vert ($\sim 14.6^{\circ}$ N), en novembre et décembre. En janvier et février elle est devenue plus large et prolongée à l'ouest selon certaines latitudes par de filaments d'eaux froides s'étendant d'environ 200 à 400 km de la côte. Cette bande d'eaux froides est fortement liée à l'intensité des vitesses verticales issues du pompage d'Ekman.

Cette première partie nous a également permis de confirmer la téléconnection atmosphérique entre ENSO dans le Pacifique et l'upwelling côtier au large de l'Afrique de l'ouest (Roy et Reason, 2001), pour la période 2009-2013. La relaxation de l'upwelling en hiver-printemps 2010 est associée à l'affaiblissement des alizés de l'Atlantique pendant les événements El Niño. En revanche, l'intensification de l'upwelling en hiver-printemps 2011 et 2012 correspond au renforcement de la composante du vent parallèle à la côte favorable à l'upwelling le long de la côte de l'Afrique de l'ouest pendant les épisodes de La Niña.

A l'aide des séries chronologiques de SST, du vent et de l'indice d'upwelling, nous avons montré que dans la région de la presqu'île du Cap-Vert, qui est particulièrement influencée par la variabilité interannuelle des saisons d'upwelling et par des périodes de renforcement /relaxation du vent, les épisodes d'upwelling les plus intenses sont enregistrées entre février et mai. Le maximum d'indice d'upwelling est atteint en avril-mai. Ces épisodes sont caractérisés par une durée moyenne de 5 à 10 jours, une baisse de SST, une augmentation de l'indice d'upwelling, et coïncident généralement avec un renforcement des vents. Les valeurs minimales de SST sont observées pendant les saisons d'upwelling 2010-2011 et 2011-2012 coïncidant avec La Niña.

Par la suite, à l'aide aussi des données de SST et des trajectoires de bouées dérivantes, nous avons identifiés quatre filaments d'upwelling récurrents (SST inférieure à 18°C), qui sont généralement localisés au nord de la presqu'île du Cap-Vert, sur la côte sud de la Mauritanie, au sud du Cap Timiris (19.4°N) et dans la zone du Cap Blanc. Ces filaments persistent pendant quelques semaines en s'étendant vers l'ouest de 200 km à 400 km avant de se mélanger aux eaux environnantes. Une langue d'eau froide peut être observée sur le plateau continental du Sénégal au sud de la presqu'île du Cap-Vert dans la région située entre 10°N et 15°N. L'extension méridionale maximale de la langue d'eaux froides a lieu au printemps en accord avec Roy (1998), Demarcq (1998) et Demarcq et Faure (2000). En mars et en avril la couche de surface entre 10°N-22°N et 16°W-22°W est complètement occupée par les eaux « upwellées », avec une SST d'environ 22°C au large à 15°-16°C dans la région côtière. En juin les événements d'upwelling au sud de 19°N disparaissent progressivement et l'eau froide résiduelle se mélange avec l'eau chaude de surface de l'Atlantique Tropical.

La formation des filaments au large du Cap-Vert, du Cap Timiris et du Cap Blanc est généralement associée à des irrégularités topographiques (des caps) de la région. Ce processus dynamique est commun aux autres régions d'upwelling (Dale et Barth, 2001) avec des implications importantes sur le transport des eaux côtières du plateau continental vers le large (Barth *et al.*, 2000). Le pompage d'Ekman renforce l'upwelling près des Caps, comme c'est le cas le long de la côte de la Californie (Paduan *et al.*, 1990) ou dans la mer Adriatique (Poulain *et al.*, 2004b).

Les trajectoires des bouées dérivantes permettent de disposer d'informations complémentaires sur la circulation côtière et plus au large des eaux froides. En particulier, elles décrivent:

(1) le transport zonal vers l'ouest des eaux côtières froides portées par les filaments indiqués aux latitudes respectives de la presqu'île du Cap-Vert, de sa partie nord et du sud de la Mauritanie, en direction de l'archipel du Cap-Vert;

(2) le transport vers le sud-ouest des eaux côtières entre 10°N et 12°N;

(3) le MC vers le nord au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie en mai 2011, en mars 2012 et 2013, et en mai 2013;

(4) la langue d'eaux froides vers le sud, localisée au sud de la presqu'île du Cap-Vert.

Le champ moyen de vitesses de courants issues des bouées dérivantes, calculé sur les saisons d'upwelling 2009-2013 (novembre-mai) confirme l'écoulement prédominant vers l'ouest dans les zones des filaments d'upwelling. Au nord de la presqu'île du Cap-Vert, à ~ 100 km de la côte, la circulation côtière est dirigée vers le nord alors que la circulation au large est orientée vers l'ouest avec des vitesses moyennes de 10 à 15 cm.s⁻¹. Au sud de la presqu'île du Cap-Vert les courants côtiers sont orientés vers le sud et les courants au large sont dirigés vers le sud-ouest avec des vitesses de plus de 20 cm.s⁻¹.

A l'aide d'une simulation interannuelle (de 2009 à 2011) à haute résolution spatiale (1/12° ~ 8.3 km), nous avons pu voir qu'en profondeur, dans la région autour de la presqu'île du Cap-Vert, la thermocline est moins profonde en 2009 et 2011 qu'en 2010. Nous avons aussi noté que dans cette région, la circulation près de la côte en surface et en profondeur est respectivement dominée par le jet côtier vers l'équateur et le sous courant vers le nord. Le jet côtier est plus intense en 2009 et en 2011, et le sous courant est moins profond en 2010.

Dans la deuxième partie de la thèse, le cycle saisonnier climatologique de la SST dans l'upwelling Sénégal-Mauratien est étudié à partir d'un bilan de chaleur de la couche de mélange dans un modèle de circulation générale océanique régionale. Cette approche nous a permis de déterminer la part relative de la contribution atmosphérique et océanique sur les changements de SST, et les processus physiques qui les animent.

La comparaison de la simulation aux champs climatologiques de SST Reynolds, d'hydrologique du WOD05 et de courants OSCAR et AVISO, a fourni des résultats satisfaisants. La SST et ses variations sont correctement reproduites par le modèle, cependant, on note un biais d'environ 1°C dans le modèle. La valeur maximale des vitesses verticales du modèle trouvée entre la surface et la base de la thermocline est en bon accord avec le pompage d'Ekman. Néanmoins, la théorie d'Ekman ne s'applique pas sur les régions (Banc d'Arguin et sud du Sénégal) où les plateaux continentaux sont peu profonds, et où le maximum du pompage d'Ekman est situé à la côte et celui du modèle un peu au large. Pour la

validation de la stratification verticale du modèle, qui est reflétée par la thermocline, nous avons utilisé la profondeur de l'isotherme 19°C montrée comme un proxy. On a trouvé que le modèle est cohérent avec les observations hydrologiques du WOD05, malgré que les valeurs du modèle soient plus profondes d'environ 20 m. En plus, des différences notables dans la position et la forme du GD (en subsurface), il est particulièrement visible près de 100 m dans les observations (D15) et environ 60 m dans le modèle, sont en particulier perceptibles.

Pour la circulation de surface, les caractéristiques sont correctement reproduites par le modèle, excepté près de la côte où le modèle et les observations sont en désaccord. Cette différence peut être expliquée par la distorsion des estimations satellites et la mauvaise qualité de la reconstruction des anomalies de hauteur du niveau de la mer près des côtes.

En ce concerne le bilan de chaleur, nous avons montré, à l'état moyen, deux principaux régimes du bilan de chaleur sur les deux côtés de la latitude 12°N, qui sont liés à l'emplacement moyen de la ZCIT. Au nord, le régime est caractérisé par une tendance à refroidir la couche de mélange par des processus océaniques, généralement dominée par la diffusion verticale. Au sud, les processus océaniques ont généralement tendance à réchauffer la surface, par advection par le NECC, le MC ou le SLJ et l'inversion de température, contre un refroidissement par les flux de chaleur air-mer.

Nous avons aussi analysé, le bilan de chaleur moyenné sur la période de novembre-mai (refroidissement, CP), période de diminution puis de minimum de SST, et sur la période juin-octobre (réchauffement, WP), période d'augmentation de SST. Les deux périodes sont associées respectivement à un maximum puis un minimum de l'upwelling côtier au sud de ~ 20°N (Cap Timilis), et vice-versa au nord du Cap. En CP, les variations de la SST côtière sont dues au refroidissement par les processus océaniques, notamment la diffusion verticale qui représente plus du double de l'advection horizontale. En revanche, le maximum de refroidissement localisé à 16°N, 18°W est provoqué par l'advection horizontale, en particulier la dérive d'Ekman. La contribution atmosphérique a amorti significativement l'intensité du refroidissement océanique côtier.

En dehors de la région côtière, c'est l'effet refroidissant des flux de chaleur air-mer qui est responsable des variations de la SST, avec une contribution non négligable de l'advection qui est majoritaire dans la contribution océanique.

Pour la WP, l'effet réchauffant des flux de chaleur air-mer est majoritaire dans les variations de la SST, excepté dans la partie sud où la diffusion verticale par l'inversion de température et l'advection horizontale par le NECC contrôlent le réchauffement de la SST au moment où les pertes de chaleur latente par effet d'évaporation tendent de refroidir la SST.

L’embrassement de la ZCIT en WP dans la région entraîne un déplacement vers le nord du maximum de l’intensité du refroidissement par la diffusion verticale réduisant considérablement le chauffage atmosphérique.

Nous avons également pu voir que, dans l’analyse temporelle (mois en mois) du bilan de chaleur, le flux de chaleur air-mer net, en fait, change de signe lors de la période novembre-mai, ce qui fait que sa moyenne sur cette période est réduite. Mais les variations de la SST de mois en mois sont expliquées par le flux de chaleur air-mer net dans les grandes parties de la région. Nous avons aussi identifié, grâce aux structures spatiales des contributions océaniques et atmosphériques au bilan de chaleur, deux sous-domaines séparés par la latitude 18°W : une bande côtière de quelques degrés de longitude caractérisée par la dynamique de l’upwelling côtier qui est dans une grande proportion responsable du début du refroidissement de la SST en septembre et son pic d’intensité en octobre, entre 15°N et 20°N . Durant la deuxième phase du cycle saisonnier de la SST, le début de la saison de réchauffement, indépendamment de la latitude, est forcé par le flux net air-mer qui est amorti par la dynamique d’upwelling. Nos résultats appuient l’étude de modèle préliminaire de carton et Zhou (1997), soulignant le rôle de premier plan de la dynamique de l’upwelling côtier pour le cycle saisonnier de la SST de 10° - 20°N . Nous avons noté que les pics de l’intensité du refroidissement par les processus verticaux (au printemps au Sénégal et en été en Mauritanie) amortissent respectivement les pics de l’effet réchauffant des flux de chaleur air-mer, durant la phase de réchauffement. La contribution de l’advection horizontale, notamment au nord de 20°N et au sud du 12°N , est souvent plus forte que l’effet des processus verticaux.

Pour l’océan ouvert les phases de refroidissement et de réchauffement sont essentiellement conduites par l’effet du flux de chaleur air-mer net, contre les processus océaniques qui s’y opposent partiellement, sauf au nord de 18°N en particulier. Notre résultat confirme la plupart ceux de Foltz et al. (2013). Au sud de la position moyenne de la ZCIT, cependant, nous pourrions mettre en évidence le réchauffement par la diffusion verticale, associé à des inversions de température, trouvées à l’intérieure des couches de barrière dans la région.

La principale limitation de cette étude réside dans le fait qu’elle est basée en grande partie sur un modèle numérique dont l’analyse porte sur une période courte de simulation (5 années). Il y a eu peu d’observations *in situ* existantes dans la région et nous n’avons accès qu’à quelques unes d’entre elles et avons collecté certaines. Le recours à la modélisation numérique s’est donc avéré l’outil le mieux adapté surtout s’il s’agit d’aborder des phénomènes de subsurface. Cependant quelques points doivent être examinés de plus près à

l'aide d'observations : c'est le cas des variations de la profondeur de la couche de mélange et de la thermocline, qui ont été peu étudiées à l'aide d'observations dans la région.

Par ailleurs, la résolution $\frac{1}{4}^\circ$ utilisée dans cette thèse n'a pas réellement permis une prise en compte des phénomènes très locaux (mésos-échelles), pourtant importants dans la région. Une étude à partir d'un modèle à haute résolution spatiale est dans un premier temps indispensable afin de confirmer les résultats obtenus sur la dynamique et la thermodynamique puis examiner leur rôle sur l'écosystème marin, en particulier les ressources marines exploitées.

Ce travail visait à mieux documenter et comprendre la variabilité saisonnière de la dynamique et la thermodynamique dans l'upwelling du Sénégal et de la Mauritanie, il s'inscrit dans une dynamique globale de l'étude de l'upwelling nord-ouest africain basée sur la mesure et la modélisation pour mieux comprendre les variations du milieu marin. L'upwelling côtier a des impacts considérables sur les ressources marines qui ont une importance particulière en termes de revenus économiques pour les pays riverains. En conséquence, la zone côtière ouest africaine fait l'objet d'une attention particulière de la communauté scientifique dans le domaine de l'océanographie, avec la mise en œuvre en cours de projets et programmes de recherche (*e.g.* projets AWA¹, et PREFACE²). Ces projets visent à mieux comprendre la variabilité climatique et océanique de ces régions clés ainsi que leur influence sur les ressources vivantes.

Une étude climatologique robuste de l'upwelling et sa variabilité interannuelle est envisagée à l'aide d'une simulation interannuelle, forcée par des vents satellitaires capables de prendre en compte la variabilité à fine échelle du vent côtier ou simulés (modèles atmosphériques régionaux) avec des résolutions spatiales suffisantes pour représenter correctement la diminution de l'intensité du vent à la côte (Capet *et al.*, 2005), et résoudre des phénomènes atmosphériques locaux liés à la présence des particularités du trait de côte (baies, caps).

De plus, sur le plateau continental, il n'existe pas à ce jour d'observations *in situ* suffisantes capables de mettre en relief une connaissance exhaustive des courants associés à l'upwelling, en particulier le jet côtier et le sous courant en direction du pôle nord, mais aussi le cycle hydrologique complète de l'environnement marin au Sénégal. Malgré que depuis 2010 un certain nombre d'expérimentations a été réalisé. On peut citer les campagnes AWA

¹ Financé par le BMBF et IRD/MESR/MAEE et mise en œuvre par la commission sous régional des pêches (CSRP, coordination P Brehmer IRD). Pour plus d'information voir le site internet <http://www.awa-project.org>

² Financé par la DG ENV, FP7 et coordonnée par l'Université de Bergen (Noel Keenlyside, UiB) Pour plus d'information voir le site internet <http://www.preface-project.eu>

(N/O Thalassa, Ifremer), UPSEN 1 (N/O Suroit, Ifremer), UPSEN 2 et ECOAO (N/O Antea, IRD). Il y a aussi des profileurs ARVOR³ déployés au cours de ces campagnes. A cela s'ajoute les déploiements de quelques gliders dans la région. En cours de réalisation, on peut noter la mise à l'eau d'une bouée météocéan depuis février 2015 au cœur de la cellule d'upwelling sur la « petite côte » du Sénégal. Nous envisageons de rassembler toutes ces données et celles que nous comptons réaliser (e.g. relance des stations côtières, déploiement de courantomètres ADCP, CDT des campagnes du CRODT) afin de mettre en place une base de données fournie. Cette base va nous servir non seulement de valider des simulations développées dans la région et quantifier leurs biais, mais aussi de mieux caractériser les variations océaniques intra-saisonnières à interannuelles, en particulier la structure verticale côtière, et d'examiner le couplage océan-atmosphère à fine échelle. Nous avons observé dans le chapitre 4, en été, non pas des phénomènes de downwelling comme nous aurions pu nous y attendre mais au contraire un pompage d'Ekman positif (upwelling), malgré l'inversion des vents dominants. Nous envisageons aussi de vérifier ce résultat à partir des données de vent à haut résolution issues de la bouée. Toutes les données de courants existantes et à réaliser de la région côtière seront également exploitées pour une amélioration des connaissances de la courantologie dans l'upwelling Sénégalais. Un bon diagnostic du rôle des processus physiques océaniques sur l'évolution de l'écosystème marin, en particulier les ressources marines exploitées, nous paraît être en effet indispensable à une bonne gestion de ces ressources.

³ Le profileur ARVOR est un instrument autonome qui mesure en temps réel la température et la salinité dans l'océan jusqu'à 2 000 m de profondeur.

Annexe A : Figures de la diffusion latérale online et de l'advection horizontale et de la diffusion verticale offline

A.1 : Figures de diffusion latérale

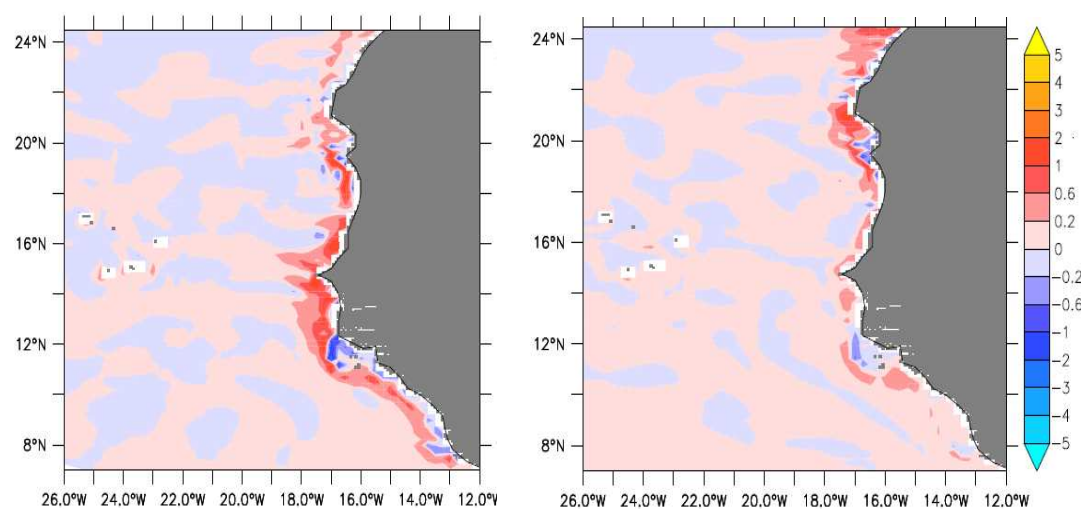


Figure A1 : La diffusion latérale, en moyenne de novembre à mai (gauche) et de juin à octobre (droite).

A.2. Figures de diffusion verticale online et offline

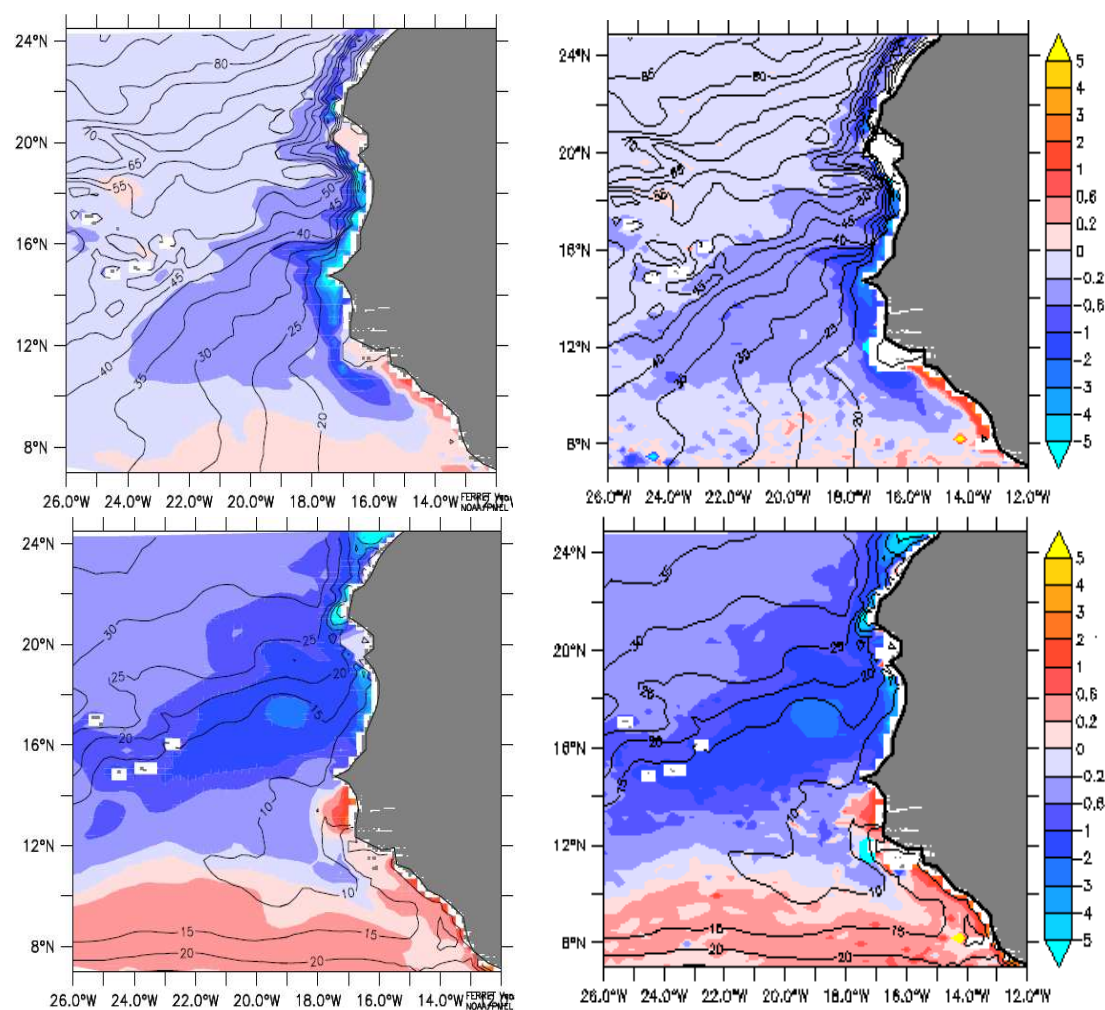


Figure A.2 : Diffusion verticale, en moyenne sur la période froide (novembre-mai) en haute et sur la période chaude (juin-octobre) en bas ; à gauche en online et à droite en offline.

A.3. Figures d'advection horizontale online et offline

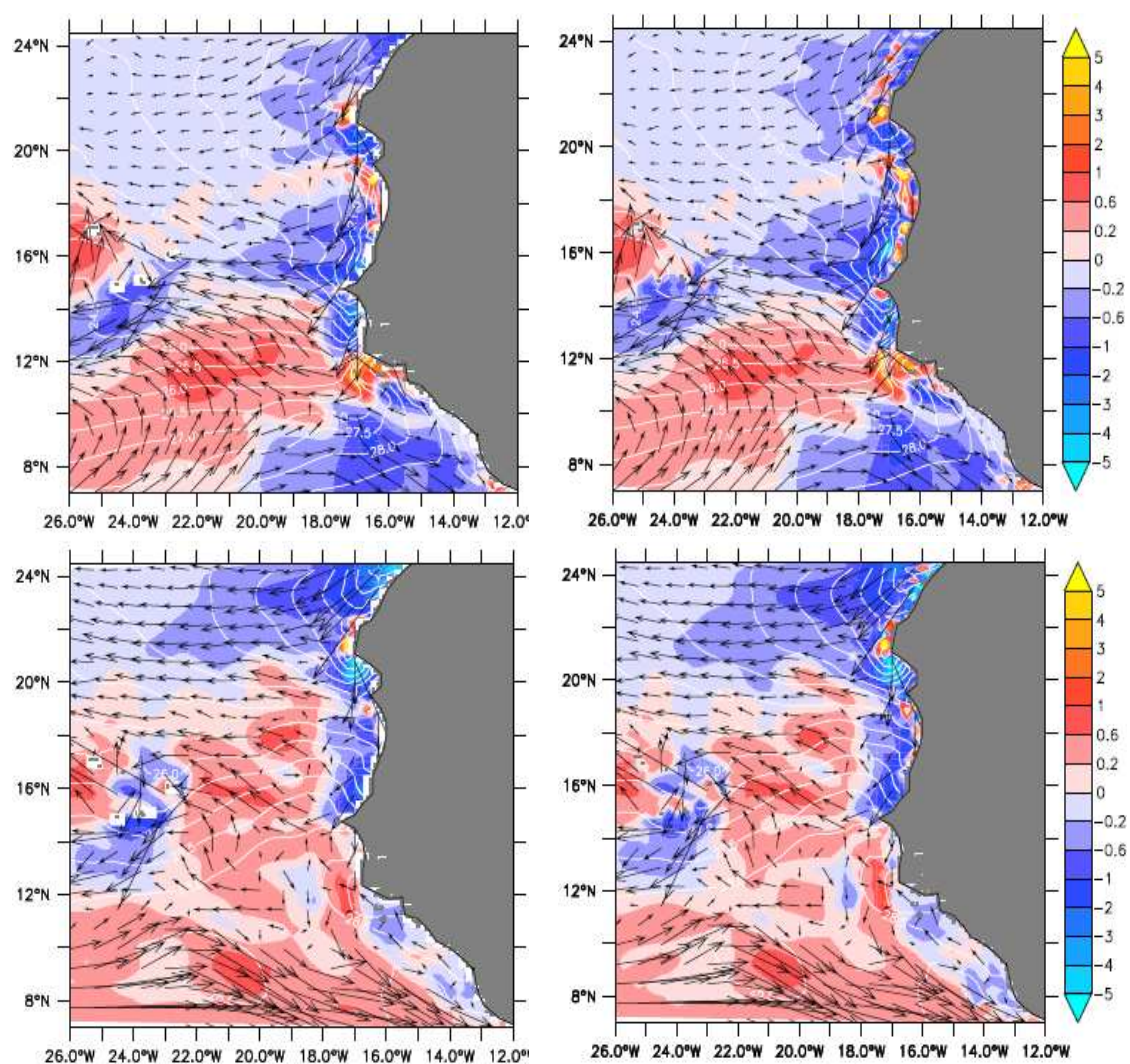


Figure A.2 :L'advection horizontale, en moyenne sur la période froide (novembre-mai) en haute et sur la période chaude (juin-octobre) en bas ; à gauche en online et à droite en offline.

Annexe B : Articles

B1: Article accepté pour publication dans le "*Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*", le 2 juillet 2015: Upwelling features off the Northwest Africa coast in 2009-2013.

Milena Menna^{(1,2)*}, Saliou Faye^(1,2), Pierre-Marie Poulain^(1,2), Luca Centurioni^(1,2), Alban Lazar^(1,2), Amadou Gaye^(1,2), Bamol Sow^(1,2), Dominique Dagorne^(1,2)

Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale - OGS, Sgonico (TS), Italy.
Centre de Recherches Océanographiques Dakar-Thiaroye (CRODT), Dakar, Sénégal
Scripps Institution of Oceanography, UCSD, La Jolla, California
CNRS/IRD, Paris, France LPAOF/UCAD, Dakar, Senegal
Université de Ziguinchor, Ziguinchor, Sénégal
Institute de Recherche pour le Développement, US Imago, BP70, F-29280 Plouzané, France
Corresponding author: Milena Menna; mmenna@ogs.trieste.it;

Abstract

Satellite data (images of sea surface temperature and chlorophyll-a), ocean surface wind products, Lagrangian observations (surface drifters) and other ancillary data (upwelling index) are used to describe the upwelling seasons off northwest Africa during 2009-2013, with particular focus on the Senegal and Mauritania coasts. The impact of the upwelling is characterised by a comparative analysis, carried out in terms of wind-induced upwelling and water/ecosystem response to this forcing, between five geographical sectors detected in the study area. The wind forcing analysis shows the most favourable upwelling conditions in the period December-June in the southern sectors (south of 16°N), and from February to October in the northern sectors (north of 18°N). Southern sectors are strongly influenced by wind forcing, whereas to the north the upwelling occurs also during the months with low Ekman transport values. The analysis of the sea surface temperature and chlorophyll-a concentration confirms the existence of an upwelling season during winter-spring in the south, and emphasizes the different behaviors between the northern and southern sectors. Drifter tracks allow to add some details about the flow of cold water offshore and alongshore. In particular, they describe the westward transport of cold water, by means of energetic filaments rooted at specific locations along the coast, north of Cape Vert and the south southwestward transport of the coastal water south of Cap Vert.

1. Introduction

The Canary Current Upwelling System (CCUS), that extends from the Iberian Peninsula (43°N) to the south of Senegal (8°N), is one of the four major eastern boundary upwelling regions of the world ocean (Santos et al., 2005; Aristegui et al., 2009; Benazzouz, 2014) and sustains large fisheries resources (Marchesiello et al., 2004). Upwelling events in this region are triggered by the northeasterly along-shore Trade winds, that drive the surface Ekman transport offshore. The strength of the winds is modulated by the seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone and of the Azores high-pressure cell (Wooster et al., 1976; Mittelstaedt, 1991; Mason et al., 2011). The meridional shift of the Trade winds causes

seasonal upwelling variability in the north and south extreme regions of the CCUS, while in the central region upwelling is relatively continuous all year round (Wooser et al., 1976; Aristegui et al., 2004). The upwelled relatively cold and nutrient-rich coastal waters mostly flow offshore in filaments rooted at specific locations along the coast (Demarcq, 1998; Meunier et al., 2012); eddies transport nutrients from the upwelling region westward in the oligotrophic North Atlantic (Lumpkin and Garzoli, 2005; Alpers et al., 2013). The large scale circulation in the CCUS (Figure 1a) is dominated by the eastern branch of the north Atlantic subtropical gyre composed of the Azores (AzC), Portugal (PC) and Canary Currents (CC) (Barton, 1998; Lathuilière, 2008). South of 20°N the CC flows southwestward and joins the North Equatorial Current (NEC) (Mittelstaedt, 1991), which forms the southern part of the subtropical gyre. Between 5°N and 10°N the dominant feature is the eastward flow known as the North Equatorial Counter Current (NECC) (Lázaro et al., 2005). Near the African coast part of the NECC turns northward, forming the Mauritania Current (MC). The MC shows a strong seasonal variability associated with the NECC and the wind field intensities. In winter and early spring the NECC is weaker, the wind is favourable to coastal upwelling between 14°N and 20°N and the MC is located south of 15°N. While in summer and early autumn the strengthening of the NECC and the relaxation of the northeasterly Trade winds favour the northward migration of the MC that can reach as far as 20°N (Lázaro et al., 2005). Southeast of the Cape Verde Archipelago there is a large scale cyclonic circulation associated with the NEC, the NECC and the MC and called Guinea Dome (GD). The core of this structure is located near 9°N, 25°W in the summer months, at 10.5°N, 22°W in the winter months (Stramma et al., 2005) and near 12°N, 26°W in fall (Doi et al., 2009). The southern portion of the CCUS, defined in this paper as the region between 12°N and 22°N (see Figure 1 for geographical references), is characterised by upwelling events with a marked seasonal periodicity and with maximal intensity in winter (Wooster et al., 1976; Aristegui et al., 2004, Ndoye et al., 2014). In the framework of the COCES (Coastal Ocean Circulation Experiment off Senegal) and COCES II projects, this region was deeply investigated with the aim of describing its peculiar upwelling features. The COCES and COCES II projects led to the deployment of more than 100 drifters off the Senegal coast in the period 2009-2013. The tracks of these drifters were used in concert with satellite data – sea surface temperature (SST) and chlorophyll-a concentration (Chl-a) and other ancillary data (upwelling index and re-analysis wind) to improve our knowledge of the NW Africa upwelling system with particular focus on the Senegal and Mauritania coastal areas. The study area was divided in five geographical sectors and the different upwelling features of these sectors, the relative implications for the ecosystem as well as the main circulation features related with the transport of cold waters, were analysed and compared. Details about the data used in this study are illustrated in Section 2, a description of the intra- and inter-annual variability of the upwelling seasons 2009-2013 are presented in Section 3. Sections 4 and 5 include a discussion of the results and main conclusions.

2. Data and methods

2.1. Satellite data

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 8-day composite maps of SST and Chl83 a (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/>), focused on the region 8°-22°N, 12°-22°W and gridded with a spatial resolution of ~ 5 km, were used to define the main characteristic of

the upwelling season along the Senegal and Mauritania coasts in the period 2009-2013. The spatial (latitudinal) and temporal extensions of the upwelling events were identified using Hovmöller diagrams of the zonally averaged SST over the coastal area extending from the coast to the 2000 m isobath (Figure 1b). This area was divided in five sectors according to the latitudinal evolution of the SST and the geographical characteristic of the region. More specifically, 3 sectors are located around the main Capes and the other 2 in the region between the Capes (see Figure 1b). Time series of the monthly spatially averaged SST obtained in each sector were used to describe the annual and interannual fluctuations related to upwelling processes. The surface cooling from the upwelled water reaching the sea surface is a potential proxy of the upwelling intensity (Benazzouz et al., 2014). The flow of cold water along the Senegal and Mauritania coasts was qualitatively described superimposing the COCES/COCES II drifter tracks on the normalised SST anomaly maps (see Subsection 2.4 for more details about drifter data). The normalised SST anomaly is obtained by subtracting the mean value of SST from the MODIS composite maps and dividing by the corresponding standard deviation. Representative snapshots of the main upwelling episodes were selected and are showed in Subsection 3.3.

2.2. Upwelling index

Ekman transport data provided by the NOAA Environmental Research Division (Upwelling and Environmental Index Products, <http://www.pfeg.noaa.gov>) were downloaded for the period 2009-2013. Ekman mass transport is defined as the wind stress divided by the Coriolis parameter; it is resolved into components parallel or normal to the local coastline orientation. Upwelling index from Ekman transport data (*UIE*) can be calculated as the magnitude of the transport 105 component in the direction perpendicular to the shoreline (Gomez-Gesteira et al., 2008) and represents the volume per unit of time of the water being upwelled from the base of the Ekman layer. The monthly-averaged coastal upwelling index *UIE* was considered at five points selected along the coast (colored circles in Figure 1b), each one located in a sector (SCV 13.8°N-16.8°W; CV 14.5°N-17.5°W; MA 17°N-16°W; CT 19.4°N-16.6°W; CB 21°N-17°W). Generally, Positive (negative) *UIE* values mean upwelling favorable (unfavorable) conditions. In the southern CCUS the monthly-averaged *UIE* shows a pronounced seasonality related to the upwelling and non-upwelling conditions, but it is positive everywhere (see Figure 4a) creating the need to define a threshold to identify the upwelling events. The upwelling favorable conditions are established when $UIE > 150 \text{ m}^3/114 \text{ s}/100 \text{ m coastline}$, corresponding to meridional (upwelling favourable) wind intensities larger than 5 m/s in each sector of Figure 1b.

2.3. Wind data

The time series of wind products in the region of Cape Vert were downloaded from the NOAA website (ERDDAP - NOAA/NCDC Blended Daily 0.25-degree Sea Surface Winds - Data Access Form). These products include globally gridded, high resolution ocean surface vector winds on a global 0.25° grid with a time resolution of 6 h. The wind speeds were generated by blending observations from multiple satellites; the wind directions came from two sources depending on the products: NCEP reanalysis or ECMWF.

2.4. Drifter data and processing

As part of the COCES and COCES II projects, 109 surface drifters were deployed off Senegal between May 2009 and June 2013. Two types of drifters were used: the Surface

Velocity Program (SVP) drifter (Sybrandy and Niiler, 1991) and the Coastal Ocean Dynamic Experiment (CODE)

drifter (Davis, 1985). All drifters were tracked by polar-orbiting Argos satellites. The drifter position time series were edited from spike and outliers, then linearly interpolated at regular 2-h intervals using the kriging technique (optimal interpolation; Hansen and Poulain, 1996; Poulain et al., 2004a). The interpolated positions were finally sub-sampled at 6-h intervals. Velocity components were then estimated from centered finite differences of 6-h sub-sampled positions. The entire dataset includes 45232 6-h data points, corresponding to more than 30 drifter - years.

3. Results

Hovmoller diagrams of zonally averaged SST (Figure 2) describe the main characteristics of the upwelling in the southern CCUS (area of averaging depicted in Figure 1b) during the period 2009-2013. The isotherms of 24°C define the boundary between the cold upwelled and 138 the warm resident waters. The area interested by upwelling is located north of 12°N and the length of the upwelling seasons increases with increasing latitude: they last from January to May in the region south of Cap Vert (SCV; 12-14°N), from December/January to June in the region around Cape Vert (CV; 14-16°N), from December/January to June/July off the southern Mauritania coast (MA; 16°-18°N), from November to July in the area off Cap Timiris (CT; 18 20°N) and from October to July in the region of Cape Blanc (CB; 20-22°N). Cold waters observed south of 12°N are not ascribable to upwelling events, but they are transported southward by surface currents from the adjacent (northern) regions, as described in more detail in Subsection 3.3.

Time series of the monthly data, obtained from different sources (upwelling index, satellite data, wind products) and spatially averaged in the five sectors defined in the previous paragraph (Figures 1b), were compared in order to describe the annual and interannual upwelling variability along the northwest Africa coast (Subsections 3.1 and 3.2, respectively). The horizontal patterns associated with the upwelling seasons were investigated by means of SST anomaly maps and drifter tracks in Subsection 3.3.

3.1. Annual evolution of the coastal upwelling conditions

The annual evolution of the *UIE*, SST and Chl-a, calculated by averaging the monthly data from 2009 to 2013, allows to illustrate the upwelling favorable conditions in the five sectors of Figure 1b. The effect of the wind forcing (Ekman transport) on the ocean water is described in terms of presence of upwelled water (SST) and implications of upwelling for the ecosystem (Chl-a). Surface wind flux and coastal SST are two complementary parameters to quantify the spatial extent and intensity of the upwelling processes, the first one from physical theory and the second one based on direct observations (Benazzouz et al., 2014). The annual time series of *UIE* are exclusively composed by positive values (Figure 3a), therefore the downwelling conditions can be excluded in the entire study area. The Ekman transport shows upwelling favorable conditions ($> 150 \text{ m}^3/100 \text{ m coastline}$) from January to June in the southern sectors (defined hereafter as SCV, CV), between January and July in the MA sector and from February to December in the northern sectors (defined hereafter as CT and CB); it achieves its largest values in April, May and June, respectively. The annual cycle of SST (Figure 3b) roughly follows the seasonal fluctuation outlined by *UIE* (Figure 3a). The SST increases gradually from north (CB sector) to south (SCV sector). According to the results of

Figure 2, an approximate threshold between the upwelling favorable/unfavorable conditions is defined at 24°C (Figure 3b). The main differences with *UIE* are observed during November, December and January in the northern sectors, where the presence of cold upwelled waters are not supported by increments of the Ekman offshore transport (compare 172 Figures 3a and 3b). In the southern and MA sectors the Chl-a (Figure 3c) increases gradually between October and May and drops in late spring, following the annual evolution of *UIE* and SST. More precisely Chl-a decreases in May in the SCV sector, in June in the CV sector and in July in the MA sector, exhibiting a northward propagation in agreement with Lathuiliere et al. (2008). Highest mean values, as large as 1.2 mg/m³, are observed south of Cape Vert in April (SCV sector in Figure 3c);

lowest mean values (lower than 0.2 mg/m³) are detected in June, July and October in the MA sector. In the northern sectors the Chl-a (Figure 3d) show an opposite behaviour: the Chl-a gradually increases/decreases between January and June in the CT/CB sectors, respectively; in July it drops in the CT sector and rises in the CB sector.

3.2. Interannual variability of the upwelling conditions

Time series of the monthly spatially averaged *UIE* (Figure 4a) and SST (Figure 4b) summarize the main inter-annual characteristics of the upwelling seasons in the period 2009-2013. The Ekman transport is stronger in 2009 with respect to the following years (Figure 4a) and leads to SST colder than 18°C also in the southern sectors (Figures 2 and 4b). The fluctuations of *UIE* (Figure 4a) shows a phase shift between the southern sectors, where the maximum Ekman transport occurs between March and May, and the northern sectors, where the maximum occurs in June-July. The upwelling favourable Ekman transport is generally larger in the southern and MA sectors, where it is in phase with the occurrence of the SST minimal values (Figure 4b); indeed, the negative correlation between these two variables is largest at zero time lag (the correlation coefficient is -0.89 in the southern sectors and -0.66 in the MA sector). The northern sectors display a time lag between the atmospheric forcing and the ocean response, with largest negative correlation (~ -0.6) correspondent with a lag of 7-9 months. The southern and MA sectors show the typical increase of the Chl-a during the months of upwelling (values generally larger than 0.5 mg/m³ between February and May), more accentuated in the SVC sector during the upwelling seasons 2011 (Figure 4c) and in the CV sector during 2010 and 2012. In the CB sector (Figure 4d) higher values of Chl-a are observed in summer (August-September) and early fall (October-November). The CT sector has a not clear trend with maxima values in fall during 2009-2010, in winter in 2011 and 2012 and in spring in 2013 (Figure 4d). The higher Chl-a concentration in the southern sectors, compared to the northern region, was already observed in Lathuiliere et al. (2008) over the period 2000-2004, and was ascribed to the nutrient richness of subsurface water in this area caused by a shallow nutricline. Sometime, similar increments of the *UIE* in different sectors do not correspond to similar responses of the ecosystem, e.g. a similar increment of offshore Ekman transport in the SCV and CV sectors in March-April 2011 (Figure 4a) correspond with the maximum of Chl-a in the SCV time series but not in the CV time series (Figure 4c). The strengthening/weakening of the offshore Ekman transport is indeed not sufficient to explain the Chl-a increase/decrease but, as suggested in Lathuiliere et al. (2008), another process involved is the pre-existent nutrient availability in the surface layer. During winter the nitrate surface concentration is quite high, indicating that the limitation by nutrient

is weak (see Figure 3d of Lathuiliere et al., 2008 and Figure 7 of Deme-Gningue, 1998). Therefore, a new input of nutrients by an upwelling-favourable wind event could not trigger an immediate and robust response of the ecosystem, as in winter/spring 2011 in the CV sector.

3.3. Upwelling seasons during 2009-2013

In this subsection the COCES/COCES II drifter tracks, superimposed with the normalised SST anomaly maps, are used to describe the main circulation features related with the transport of cold waters during the upwelling seasons. Each figure contains four panels composed by consecutive 8-days SST anomaly maps (Figures 5-8), specifically selected to emphasize the flow of cold water

220 offshore and alongshore, overlapped with concurrent drifter trajectories (white lines). In winter 2010 the SST anomaly maps define the occurrence of cold water filaments generated along the coast in correspondence to the capes (Cap Vert, Cap Timiris and Cap Blanc) and off the southern Mauritania coast at 16°-19°N (Figures 5); they extend offshore for ~100-150 km with a mean temperature of ~18-20°C. Drifters deployed in the Cap Vert filament (Figure 5a) record speeds of 30-40 cm/s and are mainly transported south-westward (Figure 5b and 5c). Cold water, originated from upwelling events south of Cape Vert, are transported southward by surface currents producing a tongue of cold water on the Gambia continental shelf (Figures 5a and 5b). Drifters deployed in this region are transported southward (Figures 5a, 5b and 5c) with speed of 20-30 cm/s. In spring 2011, two drifters deployed north of Cap Vert move northward parallel to the coast (Figures 6a and 6b) with speeds larger than 40 cm/s, following the pathway of the MC, then turn westward transported by the filament of cold water located at ~ 18°N (Figure 6c and 6d; speeds of 20-30 cm/s). The third drifter deployed north of Cap Vert is transported south-westward (Figures 6b, 6c and 6d) with speeds larger than 30 cm/s. Cold water upwelling filaments are well defined in the second half of April (Figures 6c and 6d), especially the Mauritania filament that extends offshore for more than 200 km. The cold water south of Cape Vert is mostly advected southward; its southernmost extension occurs in late spring (Figure 6d). In winter-spring 2012, drifters deployed off Cape Vert move northward along the coast with speeds of 30 cm/s; (Figures 7a and 7b) and turn westward, following the upwelling filaments off the Mauritania coast (between 16.5°N and 18°N; Figures 7b and 7d), or southward (Figure 7d) or are captured by mesoscale features (diameters of ~ 50 km) off the Senegal and Mauritania coasts (Figures 7c and 7d). Drifters deployed south of Cape Vert (Figure 7a) recirculate in the region of deployment (Figures 7b and 7c), then are transported southward (Figure 7d).

In winter-spring 2013, a drifter deployed on the Senegal continental shelf south of Cape Vert moves northward with speeds of 30-40 cm/s, showing the pathway of MC (Figures 8a and 8b). Between 16°N and 17°N drifters turn westward (Figure 8c) and are transported south-westward (Figure 8d) with speed of 20-30 cm/s.

In summary, drifter tracks show the main meridional currents along the coast and zonal currents offshore. North of Cap Vert the coastal circulation (< 100 km from the coast) is directed poleward, whereas the main offshore westward currents are located in the region of the Mauritania filament (between 16.5°N and 18°N). South of Cap Vert the coastal currents are directed equatorward and the offshore circulation is oriented south-westward.

4. Summary and Discussion

Over the last years, several works were carried out in order to describe and quantify the upwelling events in the CCUS. Nevertheless, most of these studies were mainly focused on the northern (Alvarez et al., 2011) or southern areas (Ndoye et al., 2014) of the CCUS and generally they considered the Senegal and Mauritania region as an unique system characterised by high seasonality (Benazzouz et al., 2014) and modulated by the seasonal translation of the Trade winds along the western African coast (Demarcq and Faure, 2000). This study proposes a deepened analysis of the Senegal and Mauritania coastal area in the period 2009-2013 and a comparative investigation of the different geographical sectors that compose this region. Upwelling conditions were analysed in terms of Ekman transport upwelling index and of time series of the satellite SST, Chl-a and wind products. The horizontal structure of the upwelling processes was described using maps of SST anomalies and drifter tracks.

264 The area interested by upwelling is located north of 12°N and the length of the upwelling seasons increases from south to north (Figure 2). The mean annual evolution of *UIE* (Figure 3a) shows that the periods characterized by more upwelling favorable conditions correspond to December-June in the southern sectors (SCV, CV) and to February-October in the northern sectors (CT and CB) with higher values (as large as 600 m³ s⁻¹ /100 m of coastline) in April/May and June, respectively. The fluctuation of wind forcing plays a direct effect on the ocean water and on the ecosystem in the southern and in the MA sectors (Figures 3b, 3c and 3d), whereas the northern sectors are characterized by cold upwelled water also in the months with low values of *UIE*. In the southern sectors the interannual evolution *UIE* and SST are in phase (higher 272 values of *UIE* correspond with lower SST; Figures 4a and 4b), which means that the upwelling is tightly linked to the seasonality of the trade winds, without time lag, in agreement with the results of Benazzouz et al. (2014) in the same area. The northern sectors show a fluctuation that is out-of-phase with respect to the southern sectors (Figure 4a) with a lag between the atmospheric forcing and the ocean response of about 7-9 months. Cropper et al. (2014) have observed an increase of the summer downwelling favorable conditions south of 19°N in the period 1981-2012; this trend is confirmed by the results of the present study which show a weakening of the Ekman offshore transport during 2009-2013.

The implications of the upwelling for the ecosystem have been characterised using the time series of the Chl-a concentrations (Figures 4c and 4d). In the southern sectors Chl-a shows a high variability related with the occurrence of upwelling and non-upwelling seasons; the highest concentration values are observed in the SCV sector during the upwelling seasons 2011 and in the CV sector during 2010 and 2012 (Figure 4c). In the northern sectors the Chl-a show an high interannual variability not affected by the upwelling seasonal fluctuation (Figure 4d). The two distinct behaviours of the Chl-a along the Senegal and Mauritania coasts were already detected from Lathuliere et al. (2008). These authors have distinguished the region between 10°N and 19°N, characterised by a large seasonal cycle and by a significant correlation with the wind stress, from the region between 19°N and 24°N, characterised by a small amplitude of the seasonal cycle and no significant correlation with the wind stress. The maps of SST anomalies allow to discriminate the cold water filaments associated with the upwelling events along the Senegal and Mauritania coast. These recurrent upwelling filaments (SST lower than 18°C) are generally located north of Cap Vert, off the southern Mauritania coast, south of Cap Timiris and in the Cap Blanc area (Figures 5-8). The filaments persist for

a few weeks, and they subsequently mix with the surrounding waters. The filaments formation off the capes is generally associated with the topographic and coastline morphology of the region. This dynamical process is common to the other upwelling regions as explained by Dale and Barth (2001) with important implication for the transport of shelf water to the deep ocean (Barth et al., 2000). The wind vorticity reinforces the upwelling near the capes via Ekman pumping, as seen along the California coast (Paduan et al., 1990) or in the Adriatic (Poulain et al., 2004b). Tongues of cold water can be observed on the Senegal continental shelf south of Cap Vert in the region between 10°N and 15°N; the southernmost extension of these tongues occurs in spring in good agreement with Roy (1998), Demarcq (1998) and Demarcq and Faure (2000).

Drifter tracks allow to add some details about the flow of cold water offshore 305 and alongshore. In particular they describe: (1) the westward zonal transport of waters from the coast toward the Cape Verde Archipelago in correspondence to the Mauritania coast (Figures 6c, 6d, 7d, 8d) (2) the south westward transport of the coastal water in the region of Cap Vert and south of Cape Vert (Figures 5, 7c, 7d); (3) the northward MC off the Senegal and Mauritania coasts (Figures 6a, 7a, 7b).

5. Conclusions

This work contributes to improve the knowledge on the variability of the Senegal and Mauritania upwelling system over seasonal and interseasonal timescales. Previous works have already emphasized strong latitudinal variations along the coast, in particular between the northern and the southern ends of CCUS, but the geographical limits of the sectors with similar characteristics were not precisely defined and the Senegal and Mauritania coasts were frequently classified as an unique system with homogeneous features. The results of this work show a gradual increase of the length of the upwelling season with the latitude and lead to define two regions along the Senegal and Mauritania coasts with fairly different behaviour: a northern sector, that includes the region off Cap Blanc and Cap Timiris (north of 18°N) and a southern sector, located south of 16°N.

In the northern sector the cold upwelled waters are detected between October and July and their presence appear not influenced by the annual fluctuation of Ekman transport, that shows upwelling favourable conditions between February and October. The maximum annual value of the Chl-a is of 0.8-0.9 mg/m³. The southern sector exhibits a strong seasonal variations and the core of the upwelling season occurs from December to June. The fluctuation of wind forcing plays a direct effect on the ocean water and on the ecosystem response, without time lag. The Chl-a increases gradually from October to May and drops in late spring. The main limitation of this approach is that 5-years time series are too short to clearly define a trend in the upwelling and to correlate the interannual variation of the variables with large-scale and local climatic patterns. This issue can constitute a starting point for a future analysis, which will take into account longer time series of satellite and in-situ data and their relation with global atmospheric teleconnection patterns.

Acknowledgments

The authors would like to thank all the people who helped with drifter deployments and recoveries. We also thank A. Bussani for the processing and on-line visualization of drifter data. This work was supported by the U.S. Office of Naval Research under contracts N000140811038 and N000141110480.

References

- Alpers W., Brandt P., Lazar A., Dagorne, D., Sow B., Faye S., Hansen M.W., Rubino, A. Poulain, P.-M. and Brehmer, P.; 2013: A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. *Remote Sens. Environ.*, 129, 132-143.
- Alvarez I., Gomez-Gesteira M., de Castro M., Lorenza M.N., Crespo A.J.C. and Dias J.M.; 2011: Comparative analysis of upwelling influence between the western and northern coast of the Iberia Peninsula. *Cont. Shelf Res.*, 31, 388-399.
- Aristegui J., Alvarez-Salgado X.A., Barton E.D., Figueiras F.G., Hernandez-Leon S., Roy, C. and Santos A.M.P.; 2004: Oceanography and fisheries of the Canary Current/Iberia region of the eastern North Atlantic. *The Sea*, 14.
- Aristegui J., Barton E.D., Alvarez-Salgado X.A., Santos M., Figueiras F.G., Kifani S., Hernandez-Leon S., Mason E. and Demarcq H.; 2009: Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Prog. Oceanogr.*, 83, 33-48.
- Barth J.A., Pierce S.D. and Smith R.L.; 2000: A separating coastal upwelling jet at Cape Blanco, Oregon, and its connection to the California Current system. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 47, 783-810.
- Barton E.D.; 1998: Eastern boundary of the North Atlantic: Northwest Africa and Iberia. In A.R. Robinson, & K.H. Brink (Eds.), *The sea, the global coastal ocean: regional studies and syntheses*, New York, Vol.11, pp 633-657.
- Benazzouz A., Mordane S., Orbi A., Chagdali M., Hilmi K., Atillah A., Pelegrí, J.L. and Demarcq H.; 2014: An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach – The case of the Canary Current upwelling system, *Cont. Shelf Res.*, 81, 38-54.
- Copper E.T., Hanna E. and Bigg G.R.; 2014: Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981-2012. *Deep Sea Res. I*, 86, 94-111.
- Dale A.C. and Barth J.A.; 2001: The hydraulics of an evolving upwelling jet flowing around a cape. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 226-243.
- Davis R.E.; 1985: Drifter observations of coastal currents during CODE. The method and descriptive view, *J. Geophys. Res.*, 90, 4741-4755.
- Demarcq H.; 1998: Spatial and temporal dynamics of the upwelling off Senegal and Mauritania: local change and trend. *Global versus local changes in upwelling systems*, 149-166, ORTSOM ed., Paris.
- Demarcq H. and Faure V.; 2000: Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST. Application to *Octopus vulgaris* recruitment. *Oceanol. Acta*, 23(4), 391-408.

Demarcq H.; 2009: Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998-2007). *Prog. Oceanogr.*, 83, 376-385.

Deme-Gningue I.; 1998: Trends and variability of environmental time series along the Denegalese coast. Global versus local changes in upwelling systems, 179-192. ORSTOM ed., Paris.

Doi T., Tozuka T. and Yamagata T.; 2009: Interannual variability of the Guinea Dome and its possible link with the Atlantic Meridional Mode. *Clim. Dyn.*, 33, 985-998. doi: 10.1007/s00382-009-0574-z.

Gomez-Gesteira M., deCastro M., Alvarez I., Gomez-Gesteira J.L.; 2008: Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985–2005). *J. Geophys. Res.*, 113, C04010. doi:10.1029/2007JC004315.

Hansen D.V. and Poulain P.-M.; 1996: Processing of WOCE/TOGA drifter data. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 13, 900-909.

Lathuilière C., Echevin V. and Lévy M.; 2008: Seasonal and interseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *J. Geophys. Res.*, 113, C05007. doi 10.1029/2007JC004433.

Lázaro C., Fernandes M.J., Santos A.M.P. and Oliveira P.; 2005: Seasonal and interannual variability of surface circulation in the Cape Verde region from 8 years of merged T/P and ERS-2 altimeter data. *Remote Sens. Environ.*, 98, 45-62.

Lumpkin R. and Garzoli S.L.; 2005: Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. Pt. I*, 52, 495-518.

Mason E., Colas F., Molemaker J., Shchepetkin F., Troupin C., McWilliams J.C. and Sangrà P.; 2011: Seasonal variability of the Canary Current: A numerical study. *J. Geophys. Res.*, 116, C06001.

Marchesiello P., Herbette S., Nykjaer L. and Roy C.; 2004: Eddy-driven dispersion processes in the Canary Current upwelling system: comparison with California System. *GLOBEC International newsletter*, 10(1).

Mittelstaedt E.; 1991: The ocean boundary along the northwest African coast: circulation and oceanography properties at the sea surface. *Prog. Oceanogr.*, 26, 307-355.

Ndoye S., Capet X., Estrade P., Sow B., Dagorne D. and Lazar, A.; 2014: SST patterns and dynamics of the Southern Senegal-Gambia upwelling center. Accepted by *J. Geophys. Res. Oceans*.

Paduan J.D. and Niiler P.P.; 1990: A Lagrangian description of motion in Northern California coastal transition filaments. *J. Geophys. Res.*, 95, C10, 18095-18109. doi: 10.1029/JC095iC10p18095.

Poulain P.-M., Barbanti R., Cecco R., Fayes C., Mauri E., Ursella L. and Zanasca, P.; 2004: Mediterranean surface drifter database: 2 June 1986 to 11 November 1999. Rel. 75/2004/OGA/31, OGS, Trieste, Italy (CDRom).

Poulain, P.-M., Mauri, E., Ursella L., 2004b. Unusual upwelling event and current reversal off the Italian Adriatic coast in summer 2003. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05303, doi:10.1029/2003GL019121.

Roy C.; 1998: An upwelling-induced retention area off Senegal: a mechanism to link upwelling and retention processes. *S. Afr. J. Marine Sci.*, 19, 89-98.

Santos A.M.P., Kazmin A.S. and Peliz A.; 2005: Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: their impact on productivity. *J. Marine Res.*, 63, 359-379.

Stramma L., Huttel S. and Schafstall J.; 2005: Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa. *J. Geophys. Res.*, 110,C12006. doi:10.1029/2005JC002939.

Sybrandy A. L. and Niiler P.P.; 1991: WOCE/TOGA Lagrangian drifter construction manual. SIO Ref. 91/6, WOCE REP. 63, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, 58p.

Wooster W.S., Bakun A. and McLain D.R.; 1976: Seasonal Upwelling Cycle Along Eastern Boundary of North-Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34, 131-141.

Figure captions

Figure 1. (a) Geography, bathymetry and main surface current systems off the Northwest Africa coast in the region surrounding the Cape Verde Archipelago. The 1000 m and 2000 m isobaths are shown with light grey lines. (b) Coastal area, enclosed between the coast and the 2000 m isobath, used to estimate the Hovmöller diagrams of Figure 2; colors point out the sectors used to compute the time series of Figures 3 and 4. The acronyms are explained in the text.

Figure 2. Hovmöller diagrams of MODIS 8-day SST averaged zonally over the coastal area depicted in Figure 1b for the years 2009-2013. Black dotted rectangles point out the locations of the sectors defined in Figure 1b.

Figure 3. Annual cycle of the upwelling index *UIE*, calculated from Ekman transport (a), SST (b), and Chlorophyll-a concentration (c, d) spatially averaged over the sectors depicted Figure 1b, during the period 2009-2013.

Figure 4. Interannual cycle of the upwelling index *UIE*, calculated from Ekman 431 transport (a), SST (b), and Chlorophyll-a concentration (c, d) spatially averaged over the sectors depicted Figure 1b, during the period 2009-2013.

Figure 5. Normalised SST anomaly maps, derived from MODIS 8-day composite maps of SST, selected during the upwelling season 2010 with surface drifter tracks superimposed (white lines). MODIS maps are centred on 17 Feb 2010 (a), 25 Feb 2010 (b), 5 Mar 2010 (c), 13 Mar 2010 (d). Drifter ending points are shown with black circles. Mean values of SST and the relative standard deviation are reported in each panel.

Figure 6. Normalised SST anomaly maps, derived from MODIS 8-day composite maps of SST, selected during the upwelling season 2011 with surface drifter tracks superimposed (white lines). MODIS maps are centred on 6 Apr 2011 (a), 14 April 2011 (b), 22 April 2011 (c), 30 April 2011 (d). Drifter ending points are shown with black circles. Mean values of SST and the relative standard deviation are reported in each panel.

Figure 7. Normalised SST anomaly maps, derived from MODIS 8-day composite maps of SST, selected during the upwelling season 2012 with surface drifter tracks superimposed (white lines). MODIS maps are centred on 12 Mar 2012 (a), 20 Mar 2012 (b), 28 Mar 2012 (c), 5 Apr 2012 (d). Drifter ending points are shown with black circles. Mean values of SST and the relative standard deviation are reported in each panel.

Figure 8. Normalised SST anomaly maps, derived from MODIS 8-day composite maps of SST, selected during the upwelling season 2013 with surface drifter tracks superimposed (white lines). MODIS maps are centred on 13 Mar 2013 (a), 21 Mar 2013 (b), 29 Mar 2013 (c), 6 Apr 2013 (d). Drifter ending points are shown with black circles. Mean values of SST and the relative standard deviation are reported in each panel.

Figure 1

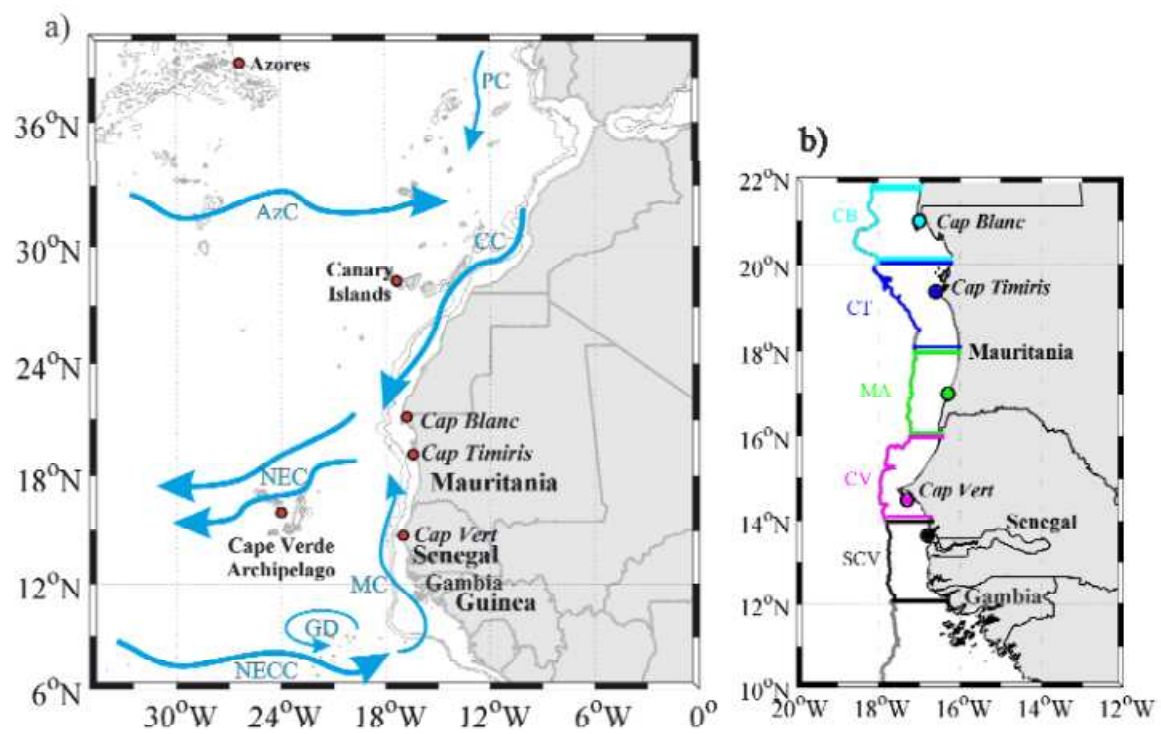


Figure 2

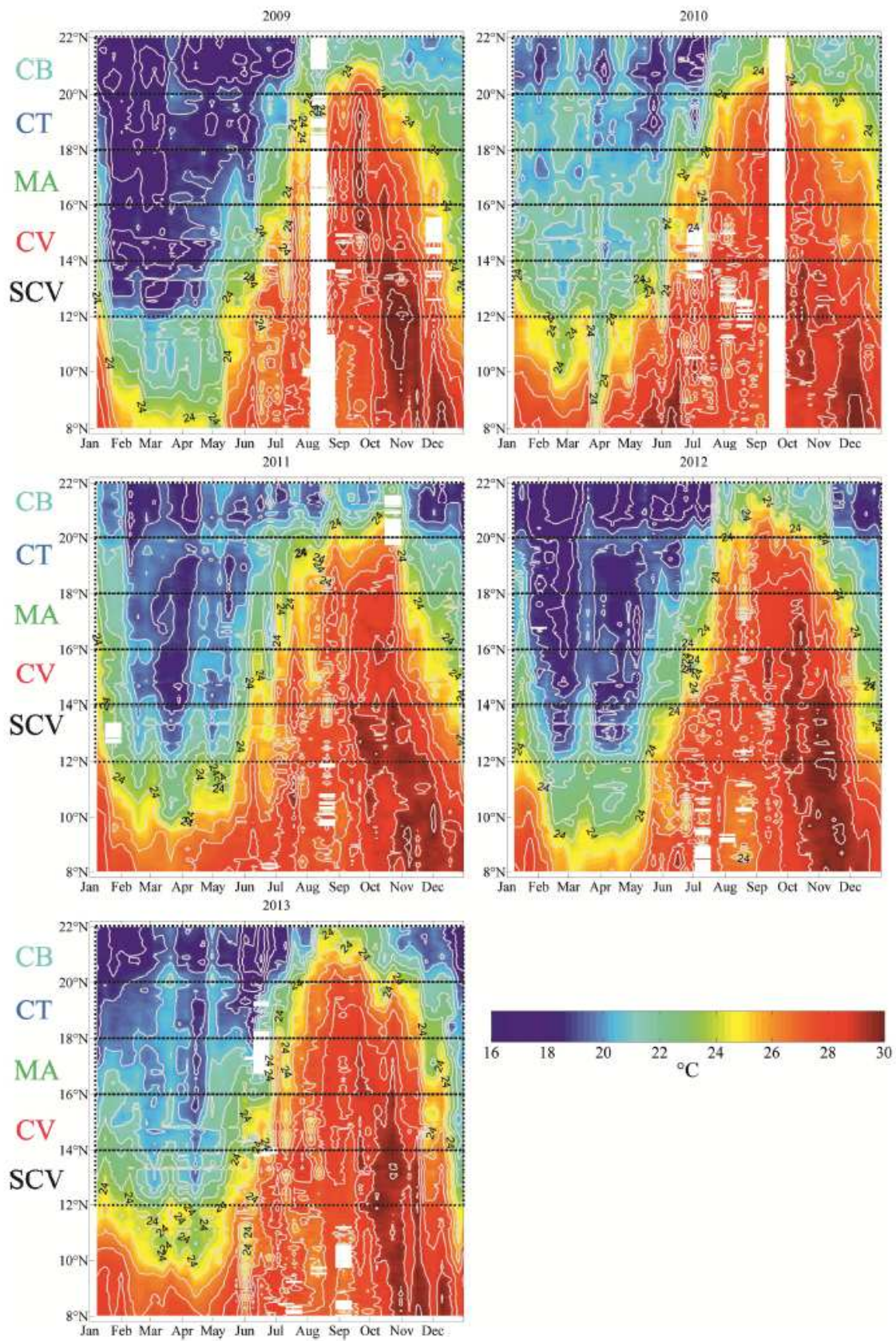


Figure 3

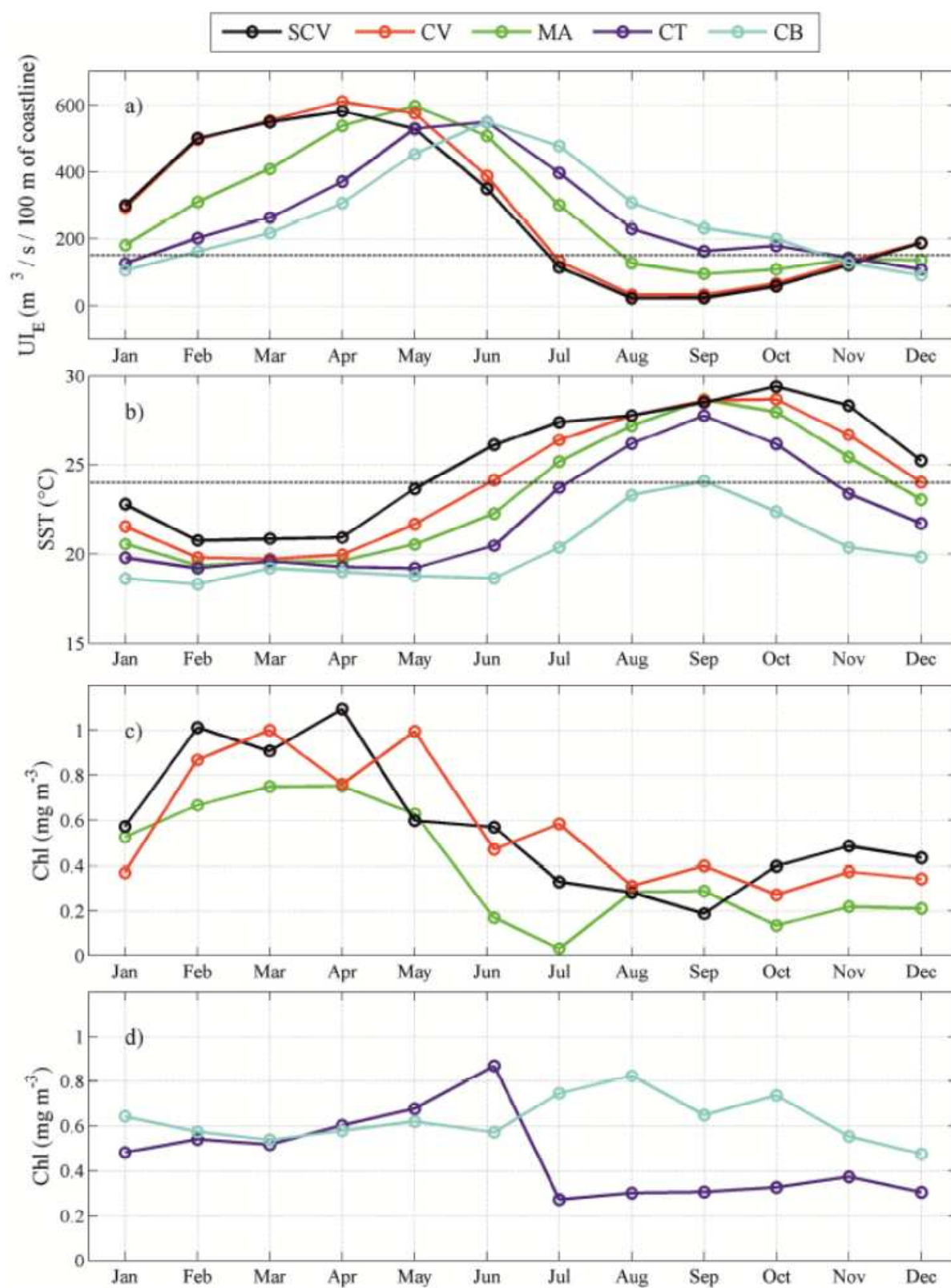


Figure 4

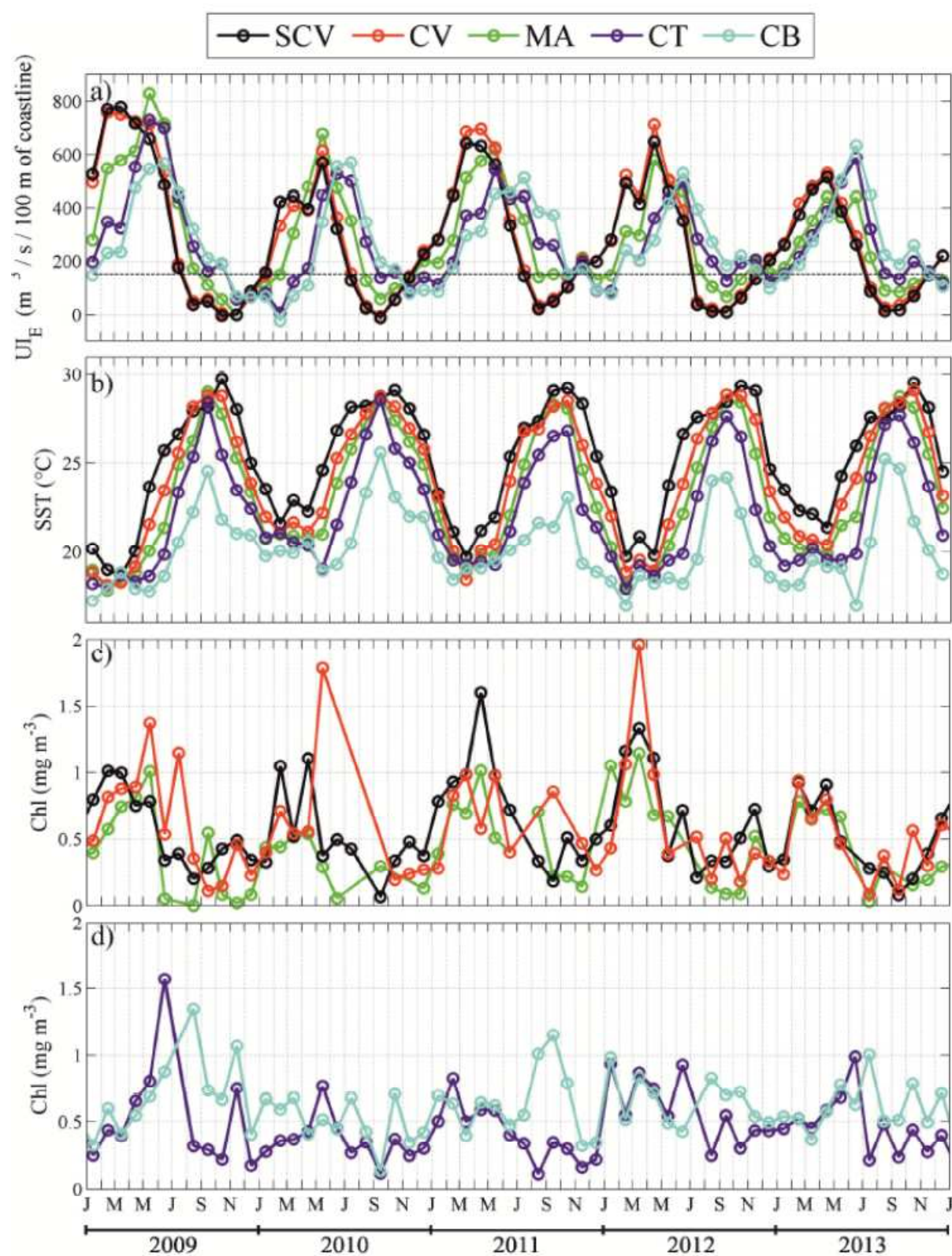


Figure 5

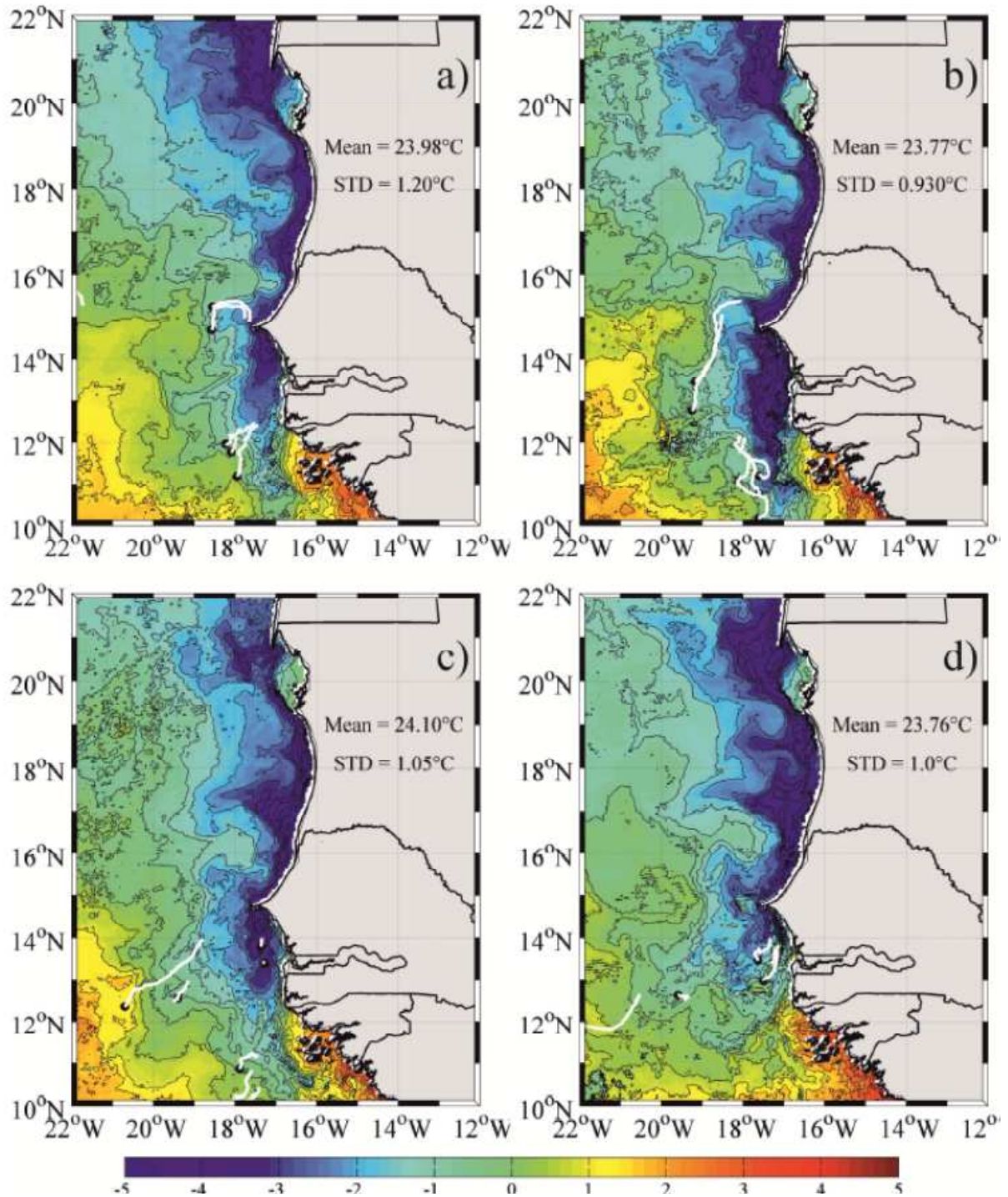


Figure 6

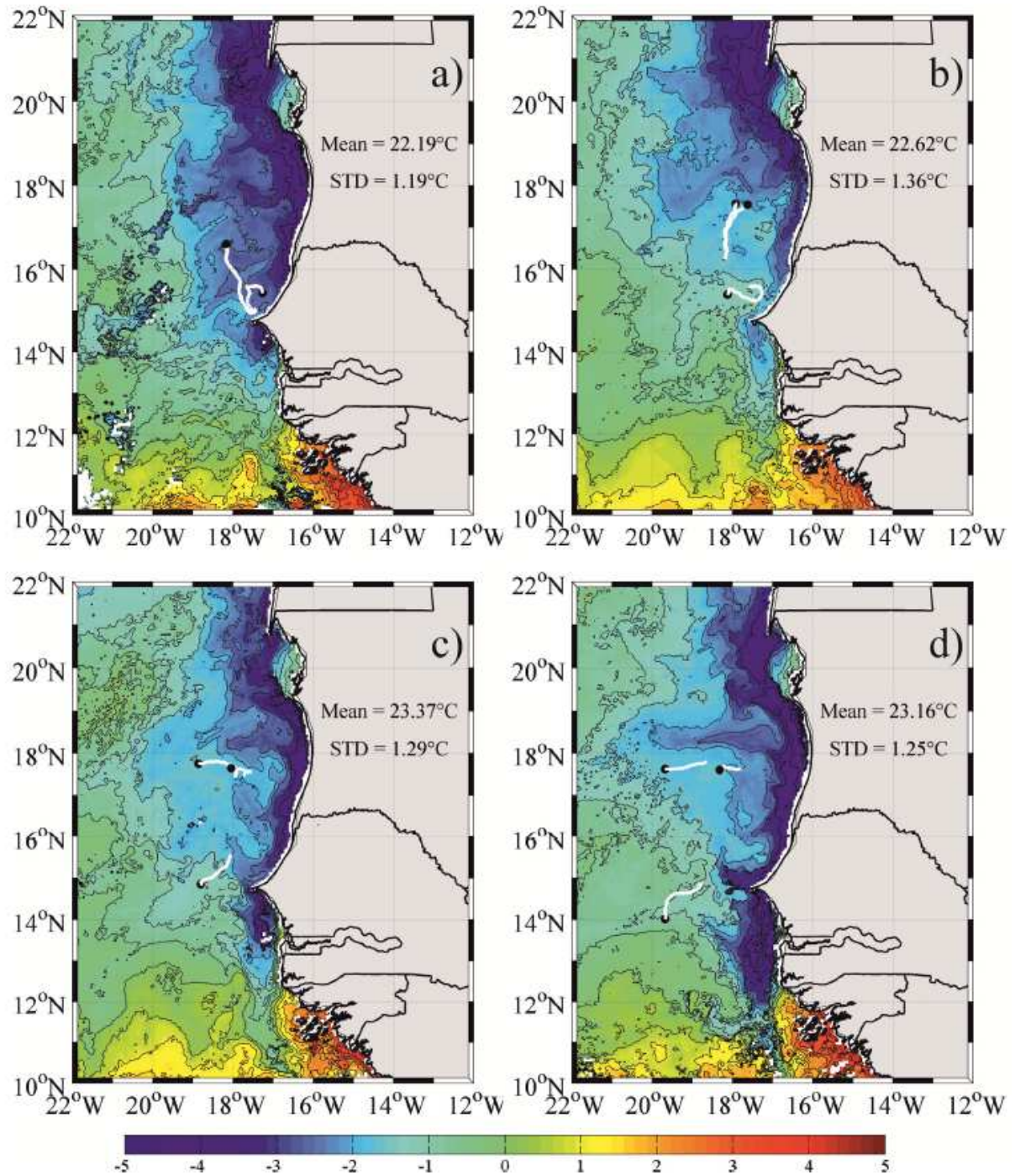


Figure 7

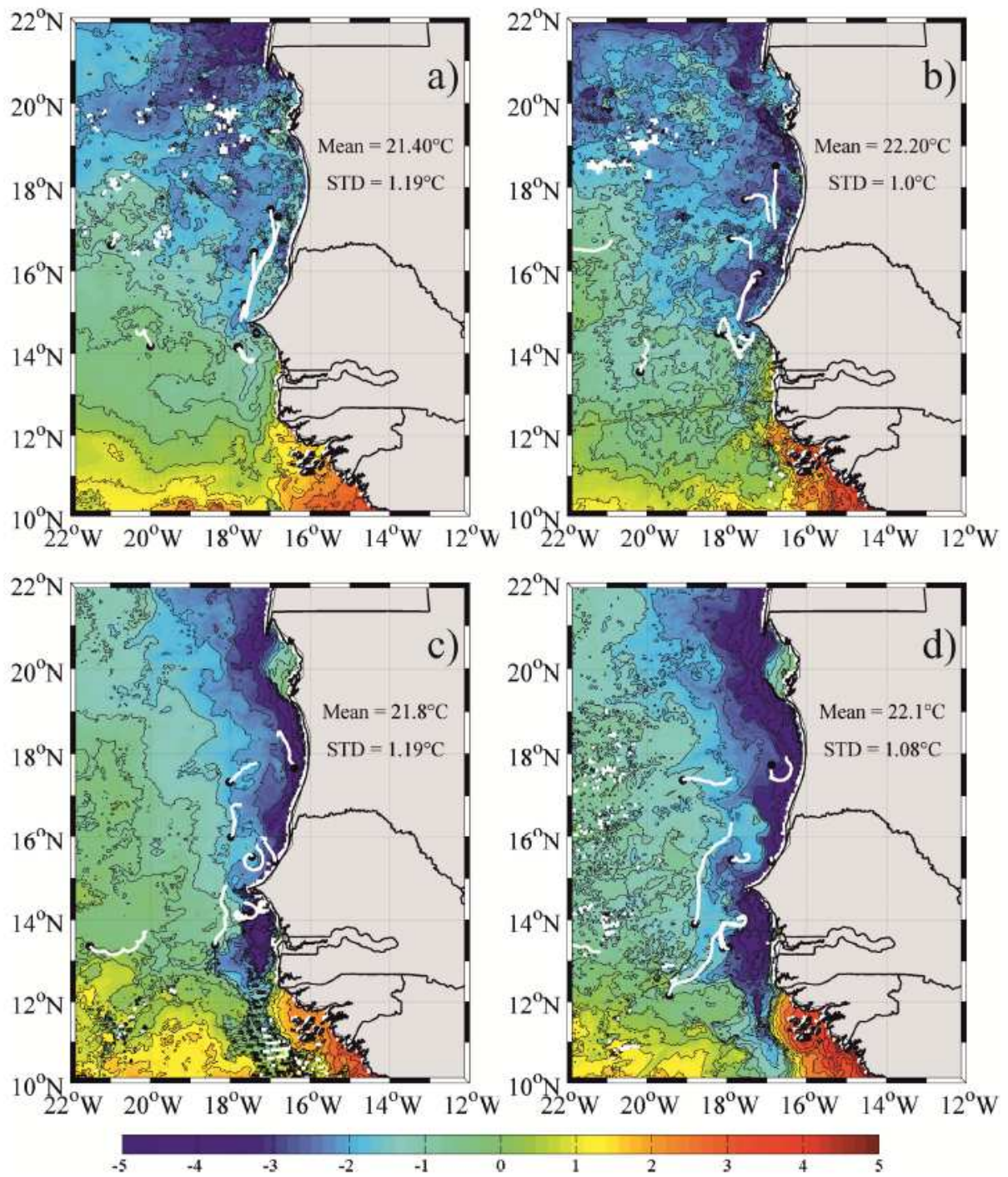
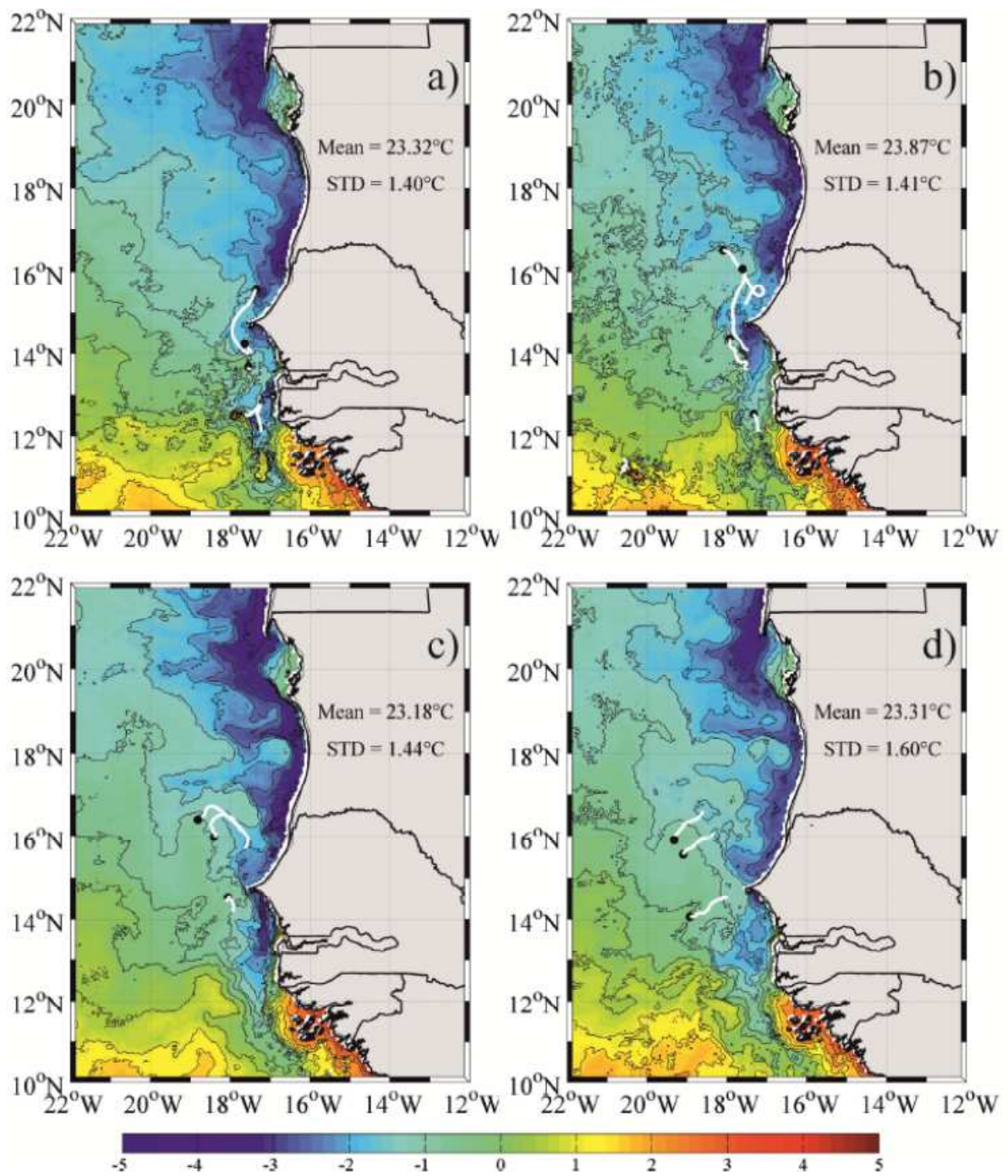


Figure 8



B2: Article publié dans “Remote Sensing of Environment le 29 novembre 2012”: A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.032>

Remote Sensing of Environment 129 (2013) 132–143



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse



A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data

Werner Alpers^a, Peter Brandt^{b,*}, Alban Lazar^c, Dominique Dagorne^d, Bamol Sow^{e,f}, Saliou Faye^{f,g}, Morten W. Hansen^h, Angelo Rubinoⁱ, Pierre-Marie Poulain^j, Patrice Brehmer^{g,k}

^a Institute of Oceanography, Center for Earth System Research and Sustainability, University of Hamburg, Bundesstrasse 53, D-20146 Hamburg, Germany

^b GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Düsterbrookweg 20, D-24105 Kiel, Germany

^c LOCEAN-IPSL (UPMC,IRD,CNRS,MNHN), Université Pierre et Marie Curie, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^d Institut de Recherche pour le Développement, US Imago, BP70, F-29280 Plouzané, France

^e Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat, Université de Ziguinchor, BP 523, Ziguinchor, Sénégal

^f Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan, Siméon Fongang, ESP/UCAD, BP 5085, Dakar-Fann, Sénégal

^g Institut Sénégalais de Recherche Agronomique, Centre de Recherche Océanographique Dakar-Thiaroye (CRODT), BP 2241, Dakar, Sénégal

^h Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Thormøhlensgate 47, N-5006, Bergen, Norway

ⁱ Università Ca' Foscari di Venezia, Dipartimento di Scienze Ambientali, Calle Larga Santa Marta, Dorsoduro 2137, I-30123 Venezia, Italy

^j Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), Borgo Grotta Gigante, 42/c, 34010 Sgonico (Trieste), Italy

^k Institut de Recherche pour le Développement, UMR LEMAR (CNRS, UBO, IRD, IFREMER), BP 70, F-29280 Plouzané, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 May 2012

Received in revised form 9 October 2012

Accepted 28 October 2012

Available online 29 November 2012

Keywords:

Small-scale eddy

Trade winds

Coastal upwelling

SST

Chlorophyll-a

MODIS

SAR

Surface drifter

West Africa

Cap-Vert

ABSTRACT

A small-scale oceanic eddy, which was generated in autumn 2011 at the headland of Cap-Vert off the coast of Senegal, West Africa, and then propagated westward into the open North Atlantic Ocean, is studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. The eddy was generated after a sudden increase of the winds causing an enhanced southward flow and upwelling at the coast of Senegal. After this wind burst came an extremely nonlinear cyclonic eddy with a radius of about 10 to 20 km evolved downstream of Cap-Vert with Rossby number larger than one. Our analysis suggests that the eddy was generated by flow separation at the headland of Cap-Vert. The eddy was tracked on its way into the open North Atlantic Ocean from satellite data over 31 days via its sea surface temperature and chlorophyll-a (CHL) signature and by a satellite-tracked surface drifter. The satellite images show that this small-scale eddy transported nutrients from the upwelling region westward into the oligotrophic North Atlantic thus giving rise to enhanced CHL concentration there. Maximum CHL concentration was encountered few days after vortex generation, which is consistent with a delayed phytoplankton growth following nutrient supply into the euphotic zone within the eddy. Furthermore, the eddy was imaged by the synthetic aperture radar (SAR) onboard the Envisat satellite. It is shown that the radar signatures of eddies result from damping of short surface waves by biogenic surface films which arise from surface microlayers material secreted by the biota in the cold eddy as well as by the change of the stability of the air–sea interface. © 2012 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Oceanic eddies of horizontal scales ranging from several hundred meters to several hundred kilometers have often been observed from satellites. An excellent means to study eddies with horizontal scales above 100 km are radar altimeters which presently fly on several satellites. Radar altimeters measure eddies via sea level anomalies (SLA) and use the geostrophic approximation to retrieve current velocities (see, e.g., Chelton et al., 2011a; Scott et al., 2010). Eddies are encountered all over the World's ocean (see, e.g., Cresswell & Legeckis, 1986; Stevenson, 1998; Siegel et al., 2001). Chaigneau et al. (2008) have investigated eddy activity in the Canary upwelling area (10–45°N; 40–5°W)

by using 15 years of satellite altimetry data. Restricting their analysis to long-lived eddies having SLA larger than 2 cm and lifetimes larger than 35 days, they found that, on the average, around 60–100 eddies with diameters of 140–320 km are present on weekly maps and that eddies are generated each week in this area. Preferred regions of generation are those of strong currents, like the Gulf Stream, and upwelling regions, like the Canary upwelling area.

However, eddies with horizontal scales below 50 km (or realistically: below 100 km) cannot be resolved by conventional altimeters (Fu & Ferrari, 2008), but they can be observed from space by high-resolution optical/infrared sensors and by synthetic aperture radars (SARs). In this paper we call eddies with diameters smaller than 50 km small-scale eddies, although, in the literature, their names are often chosen according to their dynamical or morphological properties. Sometimes such features are called sub-mesoscale eddies (B

* Corresponding author. Tel.: +49 431 600 4105.
E-mail address: pbrandt@geomar.de (P. Brandt).

et al., 2005; Fu & Ferrari, 2008; McWilliams, 1985) or spiral eddies (Eldevik & Dysthe, 2002; Karimova, 2012). We have refrained here from using the term sub-mesoscale eddy because oceanographers define the dividing line between mesoscale and sub-mesoscale eddies in terms of the baroclinic Rossby radius of deformation, which depends on latitude and oceanographic parameters (see, e.g., Chelton et al., 1998) and thus has not a fixed length.

Small-scale oceanic eddies having horizontal scales below 50 km have first been observed from space on sunglint images (Scully-Power, 1986; Soules, 1970), and later also on synthetic aperture radar (SAR) images (DiGiacomo & Holt, 2001; Fu & Holt, 1983; Ivanov & Ginzburg, 2002; Johannessen et al., 1993, 1996; Karimova, 2012; Munk et al., 2000; Yamaguchi & Kawamura, 2009). Small-scale eddies are much less understood than mesoscale eddies, which can be modeled quite well by present-day global ocean models which have a resolution of the order of 10 km (Capet et al., 2008; Le Galloudec et al., 2008; Maltrud & McClean, 2005). However, small-scale eddies cannot be modeled by using traditional quasi-geostrophic theory which applies to mesoscale eddies (Thomas et al., 2008). By using high-resolution simulations, Eldevik and Dysthe (2002) show that small-scale eddies produced by the instability of a geostrophic surface flow are restricted to the very upper ocean and that they are a source of kinetic energy for the larger scale flow. Like mesoscale eddies, also small-scale eddies can be generated by several processes, like interaction of large-scale currents with the bottom topography, islands or headlands, by barotropic or baroclinic instability of currents and fronts, or by atmospheric forcing (vorticity input from wind stress). Furthermore, also small-scale eddies can transfer heat, salt, trace gases, nutrients, and chlorophyll-*a* (CHL) across frontal zones (see, e.g., Morrow et al., 2003; Olson, 1991). In particular, they also can transport nutrients from upwelling regions into oligotrophic ocean regions causing enhanced CHL concentration there.

Small-scale eddies are particularly often encountered in enclosed and semi-enclosed seas, like the Caspian Sea, the Mediterranean Sea, the Black Sea, and the Baltic Sea. In a recent study, Karimova (2012) has analyzed over 2000 SAR images acquired by the European Remote Satellites ERS-1 and ERS-2 and the European Envisat satellite over the Baltic, the Black and the Caspian seas in 2009–2010. She detected on them more than 14,000 radar signatures of vortical structures with diameters between 1 and 75 km. About 99% of them had diameters in the range of 1–20 km and 98% had a cyclonic rotation.

In this paper we report about a single small-scale eddy which was generated at the headland of Cap-Vert off the coast of Senegal (14° 45' N, 17° 31' W) following a sudden freshening of the trade winds. Due to favorable cloud conditions, we were able to track the time evolution of the eddy for 31 days by satellite images acquired in the visible/infrared bands. Furthermore, during this period the eddy was also imaged by a space-borne SAR. The satellite data we are using are from the MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sensor onboard the American Aqua satellite, the AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) sensor onboard the European MetOp satellite, and the Advanced SAR (ASAR) onboard the European Envisat satellite. While MODIS and AVHRR are optical/infrared sensors, which can retrieve information on sea surface temperature (SST) and CHL concentration only over oceanic areas with no or little cloud coverage, the SAR is an active microwave instrument which can take images independently of cloud coverage and the time of the day. SST and CHL maps are derived from these images which show the westward motion of the eddy from the Senegal upwelling region into the open North Atlantic Ocean. During the 31 days of satellite observations, the eddy moved 200 km westward thereby carrying nutrients from the upwelling region into the oligotrophic North Atlantic, where it caused enhanced CHL concentration. Furthermore, we recorded the movement of the eddy by a satellite-tracked surface drifter. To our knowledge, this is the first time where a small-scale eddy moving from an upwelling region into an oligotrophic ocean has been tracked by its SST, CHL, and

radar signatures over such a long time by using simultaneously acquired satellite and surface drifter data.

The paper is organized as follows: In Section 2 we give a short summary of the importance of small-scale eddies on the redistribution of heat, nutrients, and CHL in the ocean. Sections 3–6 are devoted to the study of a small-scale eddy generated around 23 October 2011 at the headland of Cap-Vert. In Section 3 we present simulations carried out with the Mercator assimilation model showing how the small-scale eddy was generated by atmospheric forcing caused by freshening of the trade winds. In Section 4 we present data of a satellite-tracked surface drifter deployed in the eddy and derive from them parameters describing characteristics of the eddy. In Section 5 we present SST and CHL maps showing the path and the evolution of the eddy on its way from the generation region into the Atlantic. In Section 6 we present three SAR images showing radar signatures of the eddy and discuss what information they contain. In Section 7 we discuss and summarize the results, and in Section 8 we give an outlook on how to monitor small-scale eddies from space in the future.

2. Small-scale eddies in the ocean

High-resolution satellite images and oceanographic field measurements have revealed intense, transient, small-scale motions associated with eddy activity in many parts of the ocean (Lévy et al., 2010) and in lakes (Karimova, 2012). Typically, these motions with horizontal scales of the order of 10 km are difficult to observe by in-situ methods (D'Asaro, 1988; Kaz'min & Kuz'mina, 1990; Marullo et al., 1985; McWilliams, 1985) and difficult to model. By comparing models of different horizontal resolutions, including an extremely high-resolution model of 1/54°, Lévy et al. (2010) have shown that with increasing resolution smaller and smaller eddies are generated. The small-scale flow field, which is largely ageostrophic, strongly affects the large-scale ocean circulation.

Mesoscale eddies as well as small-scale eddies are instrumental in transporting cold water and nutrients from upwelling regions into oligotrophic ocean regions. Although more than 30 years ago Gower et al. (1980) have pointed out that phytoplankton patchiness is linked to mesoscale eddies, it has been realized only recently that eddies play a key role in the variability of the CHL distribution in the World's ocean (Lathuilière et al., 2011; Williams, 2011). Chelton et al. (2011b) state that most of the variability of CHL distribution results from redistribution of CHL caused by advection with the mesoscale flow field and not from changes in the local phytoplankton growth. At the beginning of their life, eddies cause horizontal and vertical transfer of heat and nutrients as they form in regions of strongly sloping density surfaces. At a later stage, they often move far away from their region of origin as coherent structures. Finally, they die and release their properties to the environment. Often the CHL distribution associated with eddies consists of dipoles with maximum and minimum CHL values outside of the eddy cores (Chelton et al., 2011a,b). However, also monopoles, where the positive or negative CHL anomalies are located in the center of the eddy, are frequently observed on satellite images. In cyclonic eddies, whose isopycnal doming allows nutrients to reach the euphotic zone, maximum CHL concentration is usually located in the center. This paper deals with this kind of eddies. Occasionally, also large-scale eddies with diameters of the order of 600 km have been observed which transport nutrients and CHL from a coastal area hundreds of kilometers away into oligotrophic regions (Lin et al., 2010).

Thus cyclonic eddies contribute to stimulate phytoplankton growth and transport phytoplankton from nutrient-rich to nutrient-poor regions. They are also oasis for higher trophic marine life, since they provide optimal conditions for enriched feeding in the open ocean (Atwood et al., 2010; Godø et al., 2012). On the other hand, mesoscale eddies are also responsible for the reduction of the biological activity in coastal upwelling regions since they transport nutrient-rich water away from the coast (Gruber et al., 2011).

Most of the literature dealing with the transport of nutrients and CHL by eddies from upwelling into oligotrophic regions refer to meso-scale eddies with diameters above 50 km (Falkowski et al., 1991; Greenwood et al., 2007; Heywood & Priddle, 1987; Ladd et al., 2009; Levy et al., 2001; Lin et al., 2010; Perissinotto & Rae, 1990). However, we anticipate that the same transport mechanism applies also to small-scale eddies with diameters below 50 km. Due to the reasons listed above, there exist only relatively few papers dealing with measurements of small-scale eddies; among them are the papers by D'Asaro (1988), Bassin et al. (2005), DiGiacomo and Holt (2001), and Kasajima et al. (2006). In the first paper, small-scale eddies were investigated in the Beaufort Sea by using helicopter-borne expendable current profiler and conductivity–temperature–depth (CTD) data, in the second paper they were studied in the Southern California Bight by using synthetic aperture radar (SAR) images as well as surface drifter and mooring data, in the third paper they were studied in the Southern California Bight by using shore-based HF radar data, and in the fourth paper they were studied in the Greenland Sea by using hydrography, chemical tracer, and velocity profiler data.

In this paper we study a small-scale eddy by using multi-sensor satellite data and data from a surface drifter moving with the eddy. Like for larger scale eddies, also this eddy constitutes a source of nutrient anomaly which is transported over long distances, in this case from the upwelling area of the Senegalese coast westward into the open North Atlantic Ocean. Thus this small-scale eddy served as a vehicle to transport plankton into the oligotrophic East Atlantic Ocean.

3. Generation of the small-scale eddy at Cap-Vert

The small-scale eddy analyzed in this paper has its origin in the upwelling area off the coast of Senegal in West Africa. The coast of West Africa between 12° and 25°N is a well-known upwelling area, located in the large marine system influenced by the Canary current and driven by the trade winds. Between 20° and 25°N, upwelling is a permanent phenomenon, but between 11° and 20°N it occurs only in winter and spring (Demarcq, 1998). Since the eddy investigated in this paper originated from the coastal waters near Cap-Vert, we suspect that the headland of Cap-Vert played a key role in its generation. It is well known from other parts of the World's ocean that headlands are birthplaces of eddies (Davies et al., 1995; Denniss et al., 1994; Munchow, 2000; Murdoch, 1989; Pattiaratchi et al., 1987; Signell & Geyer, 1991). Also DiGiacomo and Holt (2001) noted that most of the small-scale eddies in the Southern California Bight are observed in close proximity of islands and headlands, which suggests that they are topographically generated. Since eddy generation at Cap-Vert does not occur on a regular basis, it must have been caused by a sudden change in environmental conditions. One would expect that the most likely cause was a wind burst directed southward along the coast which caused an increase of the surface flow. This was indeed the case as revealed by the four wind maps depicted in Fig. 1. The maps show near-sea surface wind fields provided by the National Climatic Data Center (NCDC) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), which generates them from a blend of satellite data,

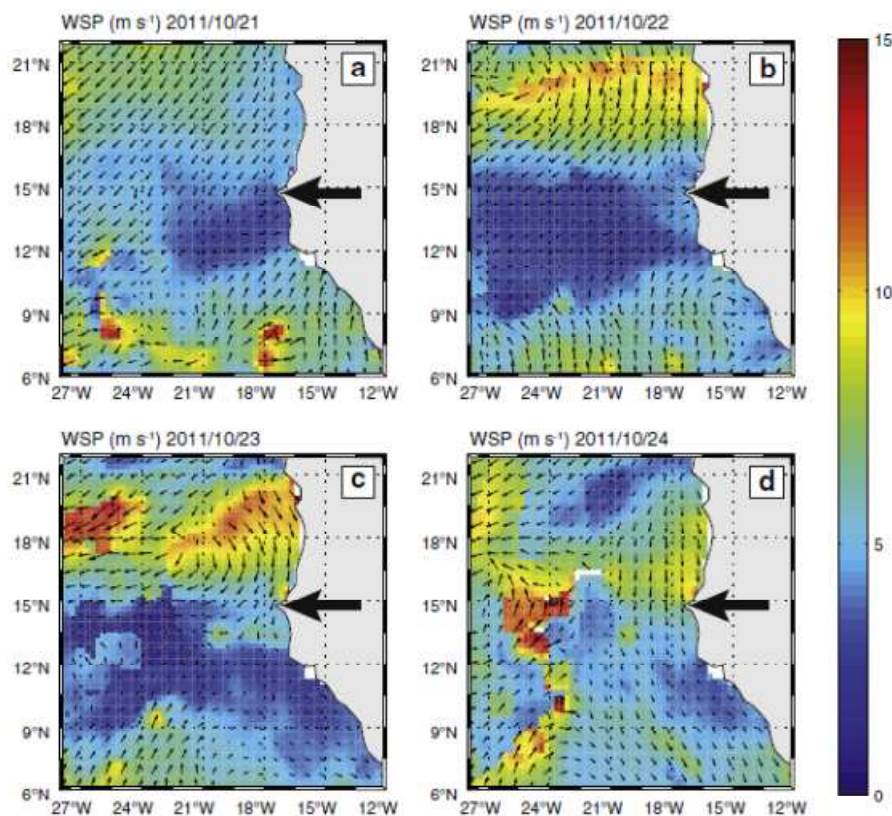


Fig. 1. Near sea surface wind fields provided by the National Climatic Data Center of NOAA generated from a blend of satellite data for 00 UTC on (a) 21 October, (b) 22 October, (c) 23 October, and (d) 24 October 2011. a shows a wind field typical for this time of the year and Fig. 1b,c, and d shows the time evolution of the wind burst advancing southward along the coast of West Africa toward Cap-Vert (marked by an arrow).

including data from the scatterometer ASCAT onboard the European MetOp satellite (Zhang et al., 2006, <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/air-sea/seawinds.html>). The four wind maps, which all refer to 00 UTC, show the time evolution of the wind field which caused the generation of the eddy. Fig. 1a shows the wind field on 21 October 2011 before the onset of the wind burst and Fig. 1b,c, and d the wind fields on 22, 23 and 24 October, respectively, showing different stages of the time evolution of the wind burst approaching Cap-Vert. On 23 October at 00 UTC (Fig. 1c) the maximum wind speed was 11 m s^{-1} , and on 24 October, when the wind burst had reached Cap-Vert, the wind speed had dropped to 9 m s^{-1} (Fig. 1d).

In order to investigate the ocean circulation forced by the wind burst, we have analyzed simulations performed with the “Mercator Global Operational System PSY2V4R2” (Lellouche et al., 2012). This model assimilates sea level anomalies, SST, and temperature/salinity (T/S) profiles. It is forced by wind and surface heat and freshwater fluxes provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). It has a horizontal resolution of $1/12^\circ$ (9 km at the equator and 3 km at 70°N) and thus is well suited to study the generation and propagation of mesoscale eddies of scales above 50 km, but cannot simulate small-scale eddy dynamics.

However, here we have used the Mercator model only to shed light on the onset of a southward wind-induced coastal current which we suspect to be responsible for the generation of the small-scale eddy at the headland of Cap-Vert. In Fig. 2a–c the surface current fields (represented by arrows) superimposed on the SST field (represented by colors) simulated by the Mercator model for 00 UTC on 23, 27, and 31 October 2011, respectively, are depicted. On 23 October (Fig. 2a), the flow at the approaches to Cap-Vert is dominated by northward flow associated with high SST values within the region. Four days later (Fig. 2b), a strong southward directed surface current, forced by the wind burst, dominated the coastal region north of Cap-Vert.

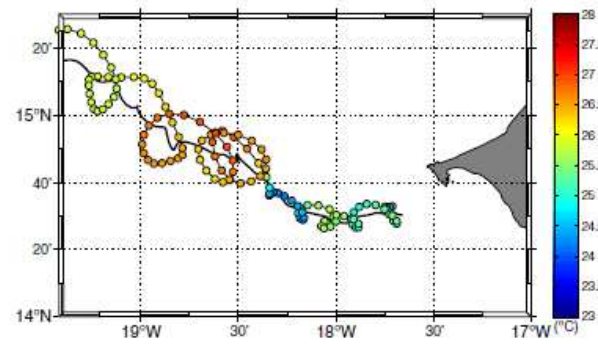


Fig. 3. Time series of the position of the satellite-tracked surface drifter from 29 October to 27 November 2011. The colors in the circles denote the water temperature at a depth of 20–30 cm below the sea surface. The black line denotes the motion of the center of the eddy.

Accordingly, upwelling occurred which is clearly visible as a coastal band of reduced SST on the SST map depicted in Fig. 2b. Note that maximum surface velocities are centered next to Cap-Vert, where also the SST is reduced. The map depicted in Fig. 2c shows that cold water has intruded the area southwest of Cap-Vert and that south of Cap-Vert warm water was flowing northward along the coast. This flow forms, together with the southward flow further west, a cyclonic flow pattern. Such a recirculation of water behind an obstacle is typical for eddy generation by flow separation. The onset of the along-shore flow on 23 October can also be seen on the plot depicted in Fig. 2d, which shows how the simulated SST (black curve) and along-shore surface current (red curve) varied with time. The plot applies for the grid point 15.39°N ,

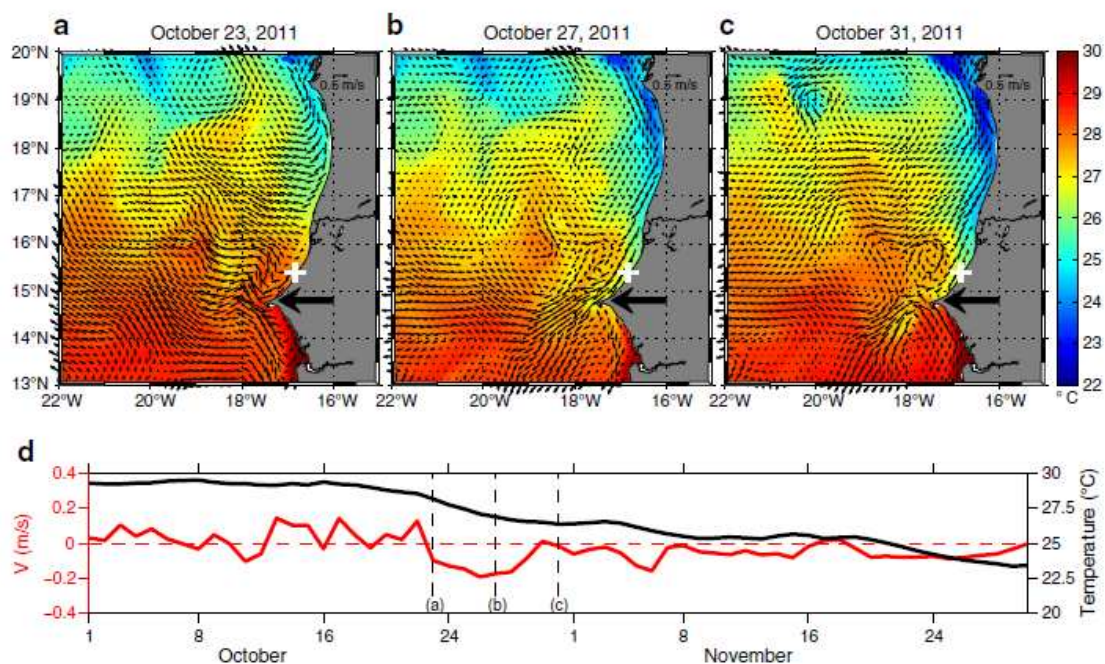


Fig. 2. Upper panels a, b, and c: simulated sea surface current field (black arrows) superimposed on the simulated SST field (colors) calculated by the Mercator model for 00 UTC on (a) 23 October, (b) 27 October, and (c) 31 October 2011, respectively. The maps show the surface current fields before and after the onset of the enhanced surface flow caused by the wind burst. Panel c shows that cold water has intruded the area southwest of Cap-Vert (marked by a thick black arrow) and that south of Cap-Vert warm water is flowing northward along the coast. This cyclonic circulation pattern suggests that flow separation has taken place. Lower panel d: timeseries of the sea surface temperature (black curve) and the along-shore surface current (red curve) at the grid point 15.39°N 16.83°W , which is the grid point next to the coast slightly north of Cap-Vert (marked by a white plus sign in panels a, b, and c), simulated by the Mercator model. It shows the development of a strong southwestward near coastal current starting on 23 October 2011. The dashed lines mark the times of the simulations depicted in panels a, b, and c.

16.83°W, which is the grid point next to the coast slightly north of Cap-Vert (see Fig. 2). The three dashed lines inserted in Fig. 2d mark the times at which the simulations shown in Fig. 2a–c were carried out. The plot shows the onset of a strong near coastal current on 23 October (marked by the first dashed line from the left) and a drop in SST due to upwelling and southward advection of colder water masses. We suspect that flow separation at Cap-Vert, as visible in the simulated flow field depicted in Fig. 2b, represents the initial stage of the highly nonlinear eddy generation process. However, the model is not capable to reproduce the cyclogenesis in detail and cannot describe the generation of highly nonlinear eddies. But the model is capable of describing the upwelling induced by the northerly wind burst and the environment in which the small-scale eddy was generated.

4. Satellite-tracked surface drifter data

A surface drifter was deployed on 29 October 2011 in the core of the eddy at 17°43'W, 14°33'N southwest of Dakar. The drifter is a mini Surface Velocity Program (SVP) drifter manufactured by Clearwater Instrumentation, Watertown, MA, USA (Lumpkin & Pazos, 2007). It is equipped with an SST sensor and a pressure sensor for monitoring the vertical position of the drogue centered at a nominal depth of 15 m. The surface drifter was tracked by the Argos Data Collection and Location System with horizontal position accuracy better than 1500 m. The drifter position data were first edited for spikes and outliers and

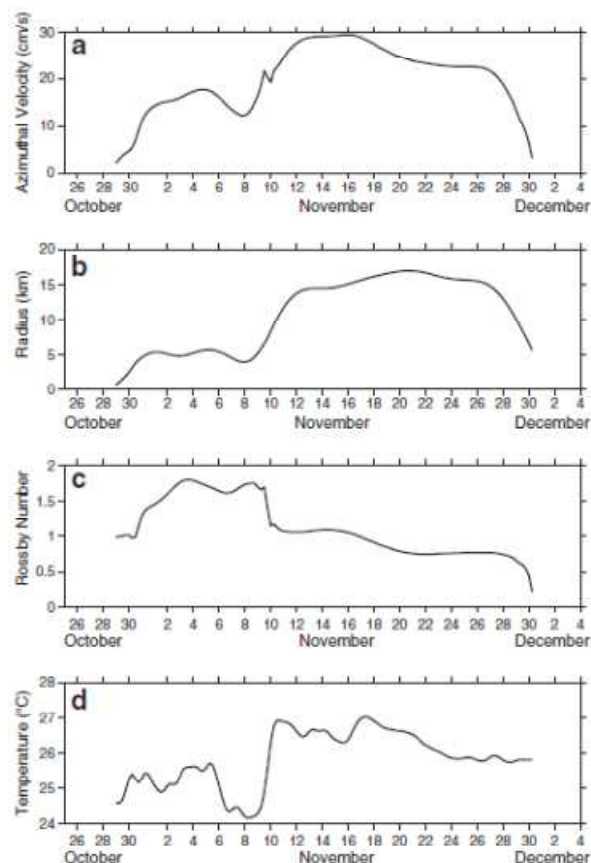


Fig. 4. (a) Azimuthal velocity of the drifter around the eddy core, (b) radius of the drifter trajectory, (c) Rossby number of the eddy, and (d) water temperature at a depth of 20–30 cm below the sea surface as function of time as obtained from the surface drifter data.

then linearly interpolated at regular 2-h intervals by using the *k*-r technique (Hansen & Poulain, 1996). The interpolated positions were low-pass filtered by using a Hamming filter (cut-off period at 36 order to remove higher frequency current components and were then sub-sampled at 6-h intervals. Velocity components were then estimated from centered finite differences of 6-h sub-sampled data. The trajectory of the drifter between 29 October and 27 November 2011 depicted in Fig. 3. The colors in the circles denote water temperature measured by the drifter at a depth of 20–30 cm below the sea surface. In order to extract the properties of the eddy from this time series, wavelet ridge analysis developed by Lilly and Gascard (2006) and et al. (2011) has been applied. In this analysis the time series is decomposed in a time-varying elliptical signal and a residual. The elliptical signal is associated with the intrinsic eddy rotation, and the residual represents the eddy translation (thick solid line in Fig. 3). Lilly and Gascard (2006) provided with their paper a software package, *wr*, in Matlab, for performing the analyses and generating plots (<http://www.jmlilly.net>).

Based on such flow decomposition, the mean azimuthal velocity and the mean radius R_m of the drifter rotation around the eddy

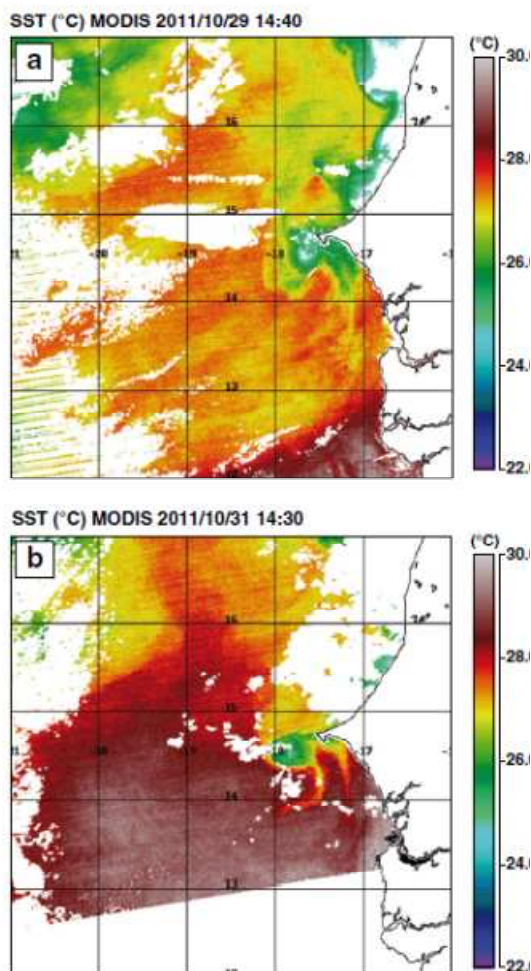


Fig. 5. SST retrieved from MODIS data acquired (a) at 1440 UTC on 29 October and (b) at 1430 UTC on 31 October 2011. The white areas are land (on the left) or clouds where no SST could be retrieved, or regions where no data were acquired.

have been estimated. We used these values to calculate the eddy Rossby number:

$$Ro = V_m / (f * R_m) \quad (1)$$

where f is the Coriolis parameter.

These parameters (V_m , R_m , and Ro) as extracted from the time series depicted in Fig. 3 are plotted in Fig. 4. Furthermore, also the water temperature as measured by the surface drifter is plotted as a function of time in Fig. 4d. Fig. 3 shows that the eddy propagated in a north-westward direction. According to the linear theory, a cyclonic eddy should propagate westward on a beta-plane (see e.g., Cushman-Roisin et al., 1990; Korotaev & Fedotov, 1994; Lam & Dritschel, 2001). However, cyclonic eddies tracked in a nonlinear quasi-geostrophic model show a poleward deflection from purely westward shift that was found to be consistent with satellite observations (Early et al., 2011) and which is also observed for the present eddy.

After an initial stage, we observe two different phases of the drifter movements around the eddy. During the week from 1 to 8 November, the drifter rotated close to the eddy center (about 5 km apart, see Fig. 4b). Accordingly, the measured water temperature was relatively low, which is typical for upwelled water located in the core of the eddy. After a short transition phase, during which the drifter rapidly departed from the eddy center, a second, almost stationary stage lasting

for about 2 weeks followed (mean radius about 15 km, see Fig. 4b). The water encountered by the drifter at this distance from the eddy core was substantially warmer and barely exhibited eddy core properties. More importantly, the eddy as measured by the drifter was highly nonlinear as inferred from the value of Rossby number (Ro) which exceeded 1 (Fig. 4c). The Rossby number stayed above 1 until 19 November and did not drop below 0.5 until 29 November. Note, however, that the Ro estimation crucially depends on the assumed structure of the azimuthal velocity of the eddy (Rubino & Brandt, 2003; Rubino et al., 1998). For comparison, typical Rossby numbers of known mesoscale oceanic eddies, like, e.g., Gulf Stream rings, rarely exceed 0.2. Hence the observed eddy, particularly during its initial stage, was extremely nonlinear with a maximum Rossby number of $Ro=1.8$. Its nonlinear terms overwhelmed the Coriolis term in the momentum balance.

5. Sea surface temperature and chlorophyll-a maps

Figs. 5–7 show the time evolution of the small-scale eddy between 29 October and 28 November 2011 in the form of SST and CHL maps retrieved from Aqua MODIS data. The SST maps show sea surface signatures of the eddy, while the CHL maps show the CHL distribution in the upper layer of the ocean. These maps show that the cyclonic eddy drifted first southwestward and then northwestward into the open Atlantic. Sea surface signatures of the cold eddy are visible on all SST

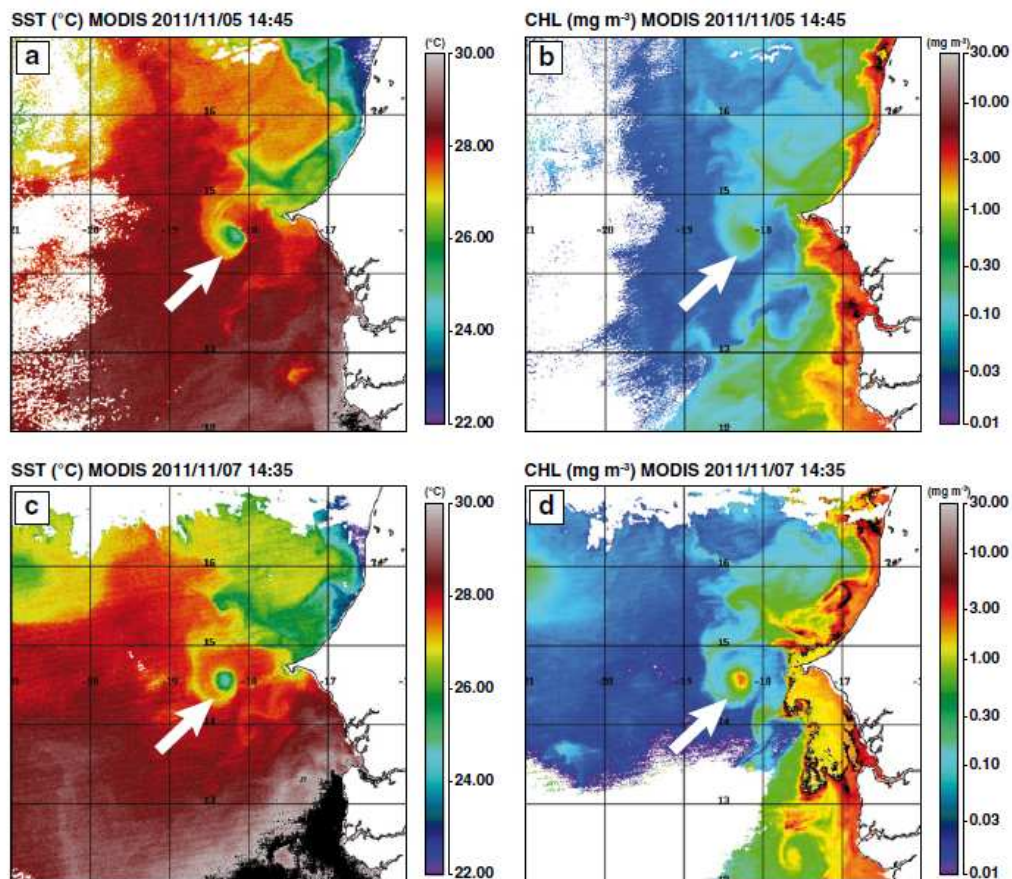


Fig. 6. Maps of the SST in degrees C and of the chlorophyll-a (CHL) concentration in mg/m³ retrieved from MODIS data. Upper maps: at 1445 UTC on 5 November 2011. Lower maps: at 1435 UTC on 7 November 2011. The arrows point to the SST and CHL signatures of the small-scale eddy.

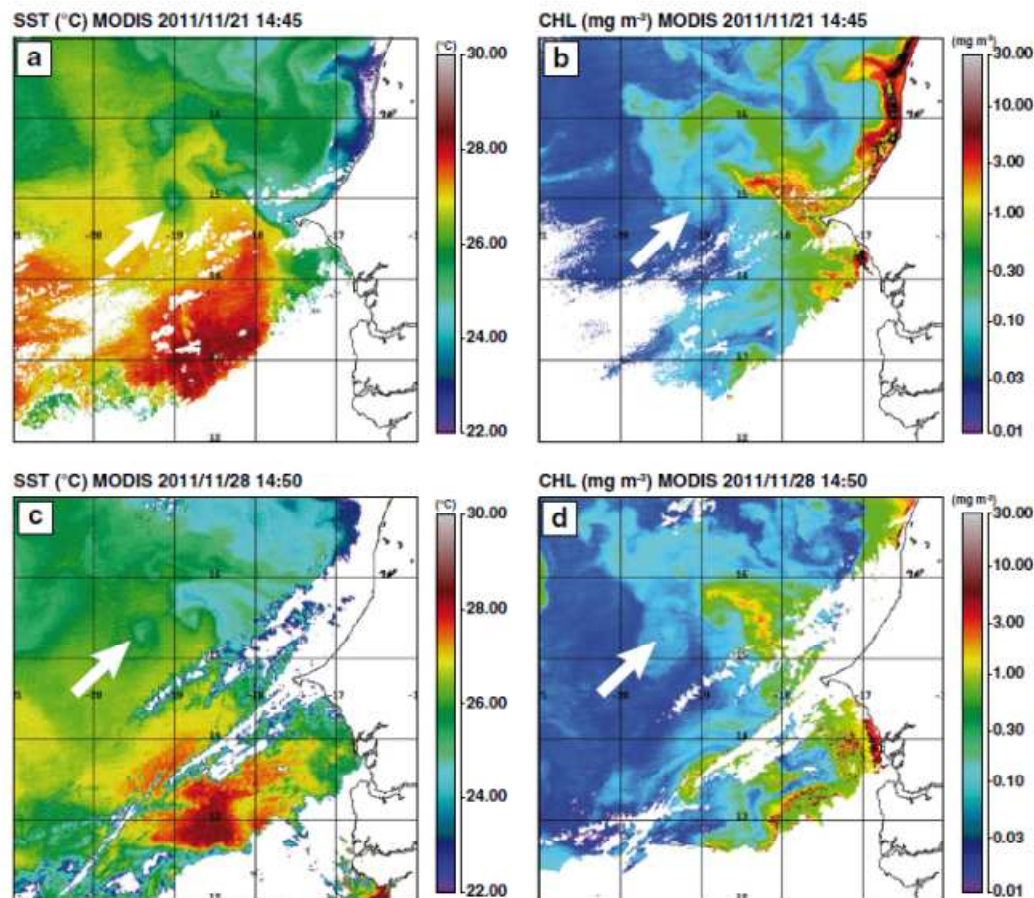


Fig. 7. Same as Fig. 6, but at 1445 UTC on 21 November 2011 (upper maps) and at 1450 UTC on 28 November 2011 (lower maps).

maps. The SST maps depicted in the lower left panel of Fig. 6 and in 8 show spiral arms emanating from the core of the eddy which are warmer than the core of the eddy, but still about 1.0–1.5 °C cooler than the surrounding waters.

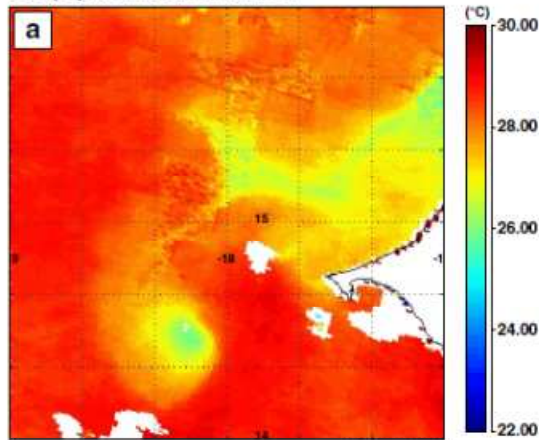
When comparing the SST and CHL maps in Figs. 6 and 7, we see that the centers of the patches with strongly reduced SST (about 2 °C colder than the surrounding waters) and with strongly enhanced CHL concentration (about 3 mg m⁻³ higher) coincide. While the diameter of the core of the eddy in the SST maps is estimated to vary between 15 and 30 km, the diameter of the eddy in the CHL maps is more difficult to estimate. In these maps the patch of strongly enhanced CHL distribution is surrounded by a broad band with medium enhanced CHL (about 1 mg m⁻³). The SST maps (acquired during daytime, see captions to Figs. 6 and 7) show that the maximum reduction of the SST in the core of the eddy relative to the surrounding waters is about 2.5 °C. However, this does not necessarily correspond to the maximum temperature difference between the upwelled water in the eddy core and the surrounding water. Typically, the SST measured during night time over the eddy is lower than the SST measured during day time and hence more representative for the true temperature of the upwelled water. Wang and Tang (2010) have studied this phenomenon and argued that, during daytime, absorption of solar radiation is enhanced by the presence of phytoplankton, which leads to higher daytime SST over phytoplankton bloom areas. These authors have estimated that the difference between daytime and nighttime SST depends on the

CHL concentration and is of the order of 1 °C for a concentration of 3 mg m⁻³. In Fig. 8 two pairs of SST maps are shown that were derived from MetOp AVHRR data acquired shortly before noon (local time is equal to UTC) and during the night. They clearly show that at daytime the SST has increased everywhere due to diurnal warming, but they also show that this increase is stronger in the eddy area, which is agreement with the observations of Wang and Tang (2010).

6. Synthetic aperture radar images

In Figs. 9a–11a three SAR images are depicted, which were acquired between 30 October and 2 November 2011 by the ASAR onboard the Envisat satellite (<http://envisat.esa.int/handbooks/asar/>). Two of them (Figs. 9a and 11a) were acquired in the Global Mode (GM) with a resolution of 1 km (500 m pixel spacing) and one (Fig. 10a) in the Wide Swath Mode (WSM) with a resolution of 150 m (75 m pixel spacing). All SAR images show radar signatures of the small-scale eddy in the form of patches of reduced image intensity. The SAR images are calibrated with respect to normalized radar cross section (NRCS), which is a measure of the backscattered radar power (see, e.g., Valenzuela, 1978). Thus the SAR images represent NRCS maps. From these SAR images we have retrieved near-surface wind fields by using the CMOD4 wind scatterometer model (Stoffelen & Anderson, 1997) and the wind directions from the National Center of Environmental

SST (°C) AVHRR 2011/11/05 11:28



SST (°C) AVHRR 2011/11/05 22:34

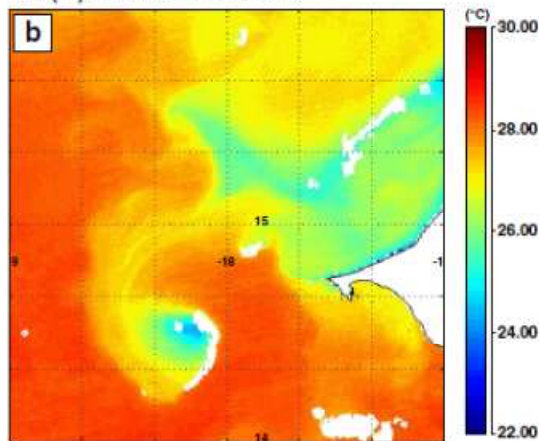


Fig. 8. Maps of the SST retrieved from MetOp AVHRR data acquired (a) at 11:28 UTC on 5 November 2011 and (b) at 22:34 UTC on the same day. Note that during the night (b) the core of the eddy is about 0.5 °C colder than during daytime.

Predictions (NCEP) model (Alpers et al., 2011; Sikora et al., 2006). The wind fields are depicted in Figs. 9c–11c.

Not only quantitative information on near-surface wind fields can be extracted from SAR images, but also information on eddies and upwelled cold water via the reduction of the NRCS. For this purpose we have made NRCS scans along transects through the radar signatures of the small-scale eddy visible on all three SAR images. These scans are shown in Figs. 9b–11b. We have refrained from normalizing the plots, i.e., we have not corrected them for the incidence angle dependence of the NRCS, which is of no relevance for this investigation. In order to render the NRCS reductions better visible on the plots, we have chosen different NRCS dB scales in the plots. The plots have been generated from the SAR images by digitizing them with a 500 m pixel spacing and by averaging over 5 pixels by using a mean filter. Inspection of the plots depicted in Figs. 9b–11b shows that the dark patches visible on the SAR images give rise to dips in the NRCS curves. Although the curves exhibit large variations, estimates of the maximum reduction of the NRCS over the eddy can be obtained. On the NRCS plot depicted in Figs. 9b–11b, the measured reductions are estimated to be 3 dB, 13 dB, and 10 dB, respectively. Maximum NRCS reduction was found

not in the eddy core but near the southwestern rim of the eddy (Figs. 5b and 10).

There are two mechanisms that can cause reductions of the NRCS over cold eddies. Both of them are associated with damping of 1 short-scale sea surface roughness. Short-scale roughness denotes this context short surface waves with wavelengths in the centimeter to the decimeter range which, according to the Bragg scattering theory determine the radar backscattering (Valenzuela, 1978). The damping can be caused by 1) surface films floating on the sea surface or by 2) change of the stability of the air–sea interface due to upwelled cold water. In general, the reduction of the NRCS due to surface films is much larger (typically 6 and 15 dB) than that due to the change of stability of the air–sea interface (typically 0.5–3.0 dB).

6.1. Reduction of the NRCS by surface films

As shown in Section 5, the small-scale eddy analyzed in this paper associated with a high CHL concentration and thus with high biological productivity. Unfortunately there are no CHL maps available from the early stages of eddy development, i.e., before 5 November 2011. However, the maximum NRCS reduction near the southwestern rim found during the early stage of eddy development, is most likely connected to enhanced nutrient supply in the frontal region of the cold eddy. Such a supply of nutrients to ocean eddies was found to be affected by submesoscale processes that act along the periphery of eddies and induce vertical velocities several times larger than those associated with other processes like e.g., eddy–wind interactions (Mahadev et al., 2008). Therefore we expect that much surface active material secreted by the biota near the rim of the eddy, which ascends to the sea surface and forms there surface films. These so-called biogenic surface films are usually only mono-molecular layers, but they damp the short-scale ocean waves as strongly as mineral oil films (Alpers & Espedal, 2004; Wisman et al., 1998). According to Bragg scattering theory (Valenzuela, 1978), damping of these waves causes a reduction of the NRCS. There exist only few measurements of the reduction of the C-band NRCS by biogenic surface films (Espedal et al., 1998; Huehnerfuss et al., 1996), which show that this reduction is quite variable, depending on wind speed and type of biogenic surface films. The measurements show that the reduction is typically larger than 6 dB in the wind speed range from 2 to 6 m s^{−1}. Even NRCS reductions of 17 dB have been measured (Espedal et al., 1998). At wind speeds larger than about 8 m s^{−1}, the surface films disappear from the sea surface because they get entrained in the underlying water wave breaking (Alpers & Espedal, 2004; Romano & Marquet, 1991) and thus cannot contribute to the NRCS reduction anymore. On the other hand, at wind speeds below 1–2 m s^{−1}, no short surface waves (“Bragg waves”) are generated by the wind that can cause radar backscattering. Thus, also in this case, the presence of surface films cannot reduce the NRCS anymore.

6.2. Reduction of the NRCS by change of the stability of the air–sea interface

Usually the air–sea interface is neutrally stable, however, when the water and air temperature are equal. However, when the water temperature becomes lower than the air temperature, the air–sea interface becomes stable. As a result the friction velocity (or wind stress) decreases and thus less short waves are generated (see e.g., Kozlov et al., 2012; Large & Pond, 1981). Measurements of the reduction of the NRCS as a function of air–sea temperature difference were carried out by Keller et al. (1989) with a C-band scatterometer mounted on a platform in the North Sea. The data show that the NRCS decreases with increasing air–sea temperature difference approximately by 1.2 dB/°C for wind speeds between 6 and 7 m s^{−1}, by 1.0 dB/°C for wind speeds between 8 and 9 m s^{−1}, and by 0.75 dB/°C for wind speeds between 11 and 12 m s^{−1}. Clemente-Colon and Yan (1998)

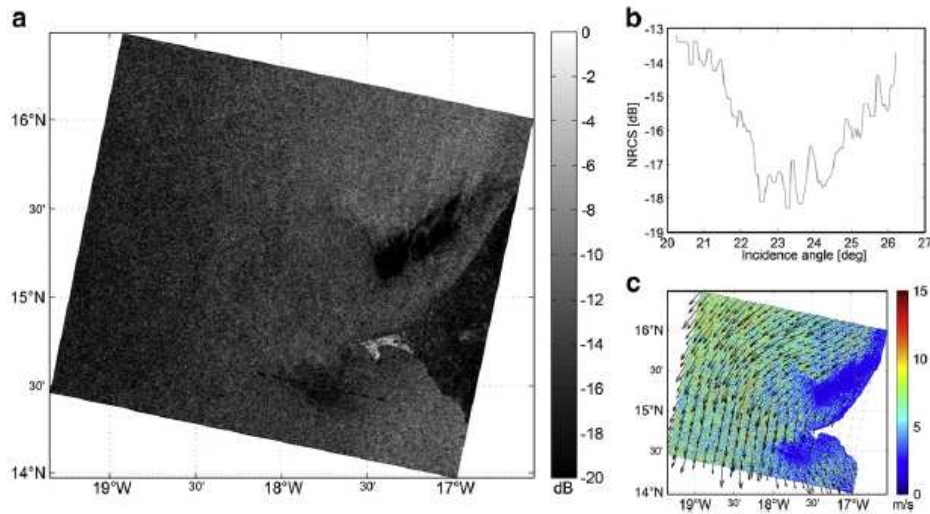


Fig. 9. (a) Section of an ASAR image acquired in the Global Mode (GM) at 1112 UTC on 30 October 2011 during a descending satellite pass. Cap-Vert, which has the form of a hook, is visible in the right-hand section of the image. The patch of slightly reduced image intensity southwest of Cap-Vert is the radar signature of the small-scale eddy, and the patch of strongly reduced image intensity (black patch) northeast of Cap-Vert the radar signature of an area in the coastal upwelling zone covered by surface films. (b) Variation of the NRCS along the dashed line inserted in the ASAR image. The vertical scale ranges from -19 to -13 dB. The eddy causes a drop of the NRCS of about 3 dB. (c) Near-surface wind field is derived from the ASAR image.

have obtained from their analysis of ERS-2 SAR images acquired over the US Mid-Atlantic coastal ocean in combination with the SST data acquired by the AVHRR sensor onboard NOAA satellites values between 0.5 and 1.0 dB/°C. Given the fact that they did not specify the wind speed range, we consider their values to be compatible with the values measured by Keller et al. (1989). Recently Yang et al. (2011) proposed a new relationship between reduction of the NRCS and the sea–air temperature difference and wind speed. They analyzed Radarsat-1

SAR images in combination with AVHRR SST and buoy data from the National Data Buoy Center and derived the following relationship:

$$\Delta\sigma_0 = 0.105\Delta T + 11.207(\Delta T/U^{1.75}). \quad (2)$$

Here $\Delta\sigma_0$ denotes the variation of the NRCS in dB, $\Delta T = T_{\text{sea}} - T_{\text{air}}$ is the sea–air temperature difference, and U is the wind speed measured

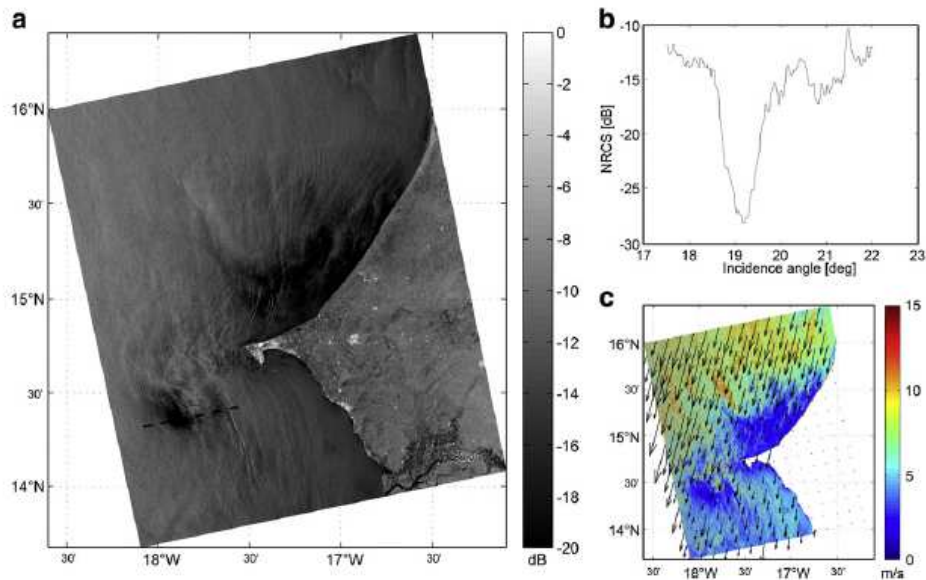


Fig. 10. (a) ASAR image acquired in the Wide Swath Mode (WSM) at 2317 UTC on 31 October 2011 during an ascending satellite pass. The dark patch southwest of Cap-Vert is the radar signature of the small-scale eddy. Maximum NRCS reduction is observed near the southwestern rim of the eddy (cf. Fig. 5b). (b) Variation of the NRCS along the dashed line inserted in the ASAR image. The vertical scale ranges from -30 to -10 dB. The eddy causes a drop of the NRCS of about 13 dB. (c) Near-surface wind field is derived from the ASAR image.

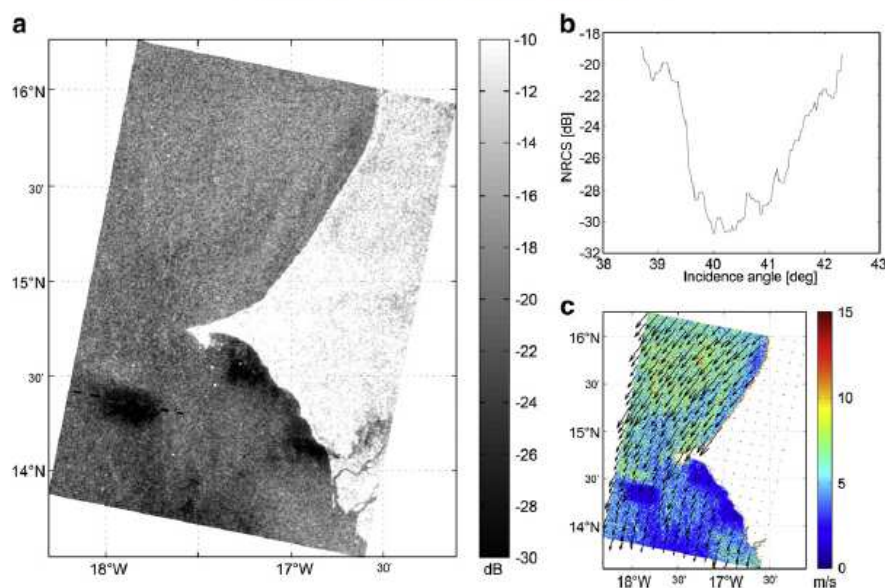


Fig. 11. (a) Section of the ASAR image acquired in the Global Mode (GM) at 1101 UTC on 2 November 2011 during a descending satellite pass. The dark patch southwest of Cap-Vert is the radar signature of the small-scale eddy. (b) Variation of the NRCS along the dashed line inserted in the ASAR image. The vertical scale ranges from -32 to -18 dB. The eddy causes a drop of the NRCS of about 10 dB. (c) Near-surface wind field is derived from the ASAR image.

at a height of 10 m. Note that this relationship applies only for negative values of ΔT .

6.3. Interpretation of the radar signatures of the small-scale eddy

The SST maps derived from the MODIS data show that the difference between the SST in the core of the cold eddy and the SST in the surrounding waters, which we assume to be equal to the air temperature, is about 2.5°C . When we apply the rate of reduction of the NRCS applicable for the wind speed range of $6\text{--}7\text{ m s}^{-1}$, which, according to Keller et al. (1989) is $1.2\text{ dB}/^\circ\text{C}$, to the SAR image of 30 October (Fig. 9a), we obtain for the reduction of NRCS over the eddy the value of 3 dB, which is just the measured value (Fig. 9b). However, when we apply Eq. (2) and insert the values $U = 6\text{ m s}^{-1}$ and $\Delta T = 2.5^\circ\text{C}$, we obtain for the NRCS reduction the value of 1.5 dB. If we assume that the value of 3 dB based on the data of Keller et al. (1989) is correct, then we could conclude that at this early stage of the development of the eddy (on 30 October) the biological activity was so low that no appreciable amount of surface active material ascended to the sea surface to form surface films. In this case we would conclude that the reduction of the NRCS was solely caused by the change of the stability of the air–sea interface from neutrally stable to stable. However, if we assume that the value of 1.5 dB based on the formula of Yang et al. (2011) is correct, then, in addition to the reduction of the NRCS by the change of the stability of the air–sea interface, a small fraction of the eddy area must have been covered with biogenic surface films.

On the other hand, for the two SAR images of 31 October and 2 November (Figs. 10a and 11a), the reductions of the NRCS are 13 and 10 dB, respectively, which clearly points to the presence of biogenic surface films. Subtracting from these values of 3 dB to account for a reduction in NRCS due to cold water, we are left with the NRCS reductions of 10 and 7 dB caused by surface films. These values are well within the range of previously measured reductions of the NRCS by biogenic surface films (Espedal et al., 1998; Huehnerfuss et al., 1996). In addition to the scans through the radar signatures of the eddy, we have also made an NRCS scan through the dark elongated patch

northeast of Cap-Vert visible on the ASAR image of 30 October depicted in Fig. 9a. The reduction of the NRCS was measured to be 14 dB, which clearly indicates that this area located northeast of Cap-Vert in the upwelling region is covered by biogenic surface films.

7. Discussion and summary

Near-surface mesoscale eddies having diameters above 100 km can often be detected by conventional radar altimeters of the Topex/Poseidon or Jason type (<http://sealevel.jpl.nasa.gov/missions/>) via their sea surface height anomalies. However, eddies with diameters typically from few km to 100 km are not resolved by them, but they can be detected from space by high-resolution optical/infrared sensors and by SAR. While optical/infrared sensors can acquire data only when there are no or only few clouds, SAR is capable of providing data independently of cloud coverage and time of the day. However, also SAR has its limitations in imaging small-scale oceanic eddies. The most important ones are 1) the poor coverage of ocean areas by present-day spaceborne SARs and 2) the difficulty to identify unambiguously features (usually dark areas) visible on SAR images as radar signatures of oceanic eddies.

In this paper, we have investigated a small-scale eddy which was tracked for 31 days from its birth place in an upwelling area into an oligotrophic ocean. For this investigation we have used SST, CHL, and sea surface roughness (measured by SAR) data obtained from satellites, and surface drifter data. The eddy was generated at the Cap-Vert headland at the West coast of Africa (Senegal) by enhanced surface flow caused by a wind burst of the trade winds which led to flow separation behind the headland. While moving westward due to the beta effect, the eddy changed its shape, but kept its low SST of $24.5^\circ\text{--}25^\circ\text{C}$ in its center during the entire observation period. This shows that little mixing with the surrounding waters took place. Simultaneously the acquired CHL data show that the eddy transported nutrients from the upwelling region westward into the oligotrophic North Atlantic thus giving rise to enhanced CHL concentration there. Note that the area of lowest SST in the core of the eddy corresponds also to the area of the highest CHL concentration.

In addition to imaging by optical/infrared sensors, the small-scale eddy was also imaged by SAR via the damping of the short-scale surface waves, which causes a reduction of the backscattered radar power or the NRCS. The damping can be caused by 1) surface films floating on the sea surface or by 2) a change of the stability of the air–sea interface due to upwelled cold water. Surface films of biogenic origin are encountered almost always over areas of high biological productivity, i.e., over upwelling areas and over cold eddies. The reduction of the NRCS due to a change of the stability of the air–sea interface above the cold eddies usually causes a weak reduction of the NRCS, at most by 1.2 dB/°C. Since the SST in the center of an eddy, like the one investigated in this paper, is typically 1.5–2.5 °C lower than the SST of the surrounding waters, this implies a maximum reduction of the NRCS by 1.8 to 3 dB. On the other hand, when the reduction is caused by biogenic surface films, the reduction of the NRCS is much larger, typically between 6 and 15 dB.

The SAR image depicted in Fig. 9a shows that, in the very early stage of the development of the eddy, the area above the eddy was not or was only slightly covered with biogenic surface films. This suggests that the phytoplankton growth was not fully developed. However, the SAR images depicted in Figs. 10a and 11a show that, at later stages of the development of the eddy, the southwestern portion of the eddy surface area was covered by biogenic surface films which suggests a high concentration of biota in the eddy. Therefore we suspect that strong CHL growth has taken place after 30 October.

8. Outlook

As stated before, small-scale eddies play an important role in ocean dynamics, but, unlike mesoscale eddies, they cannot be measured at present on a global scale. Therefore all present studies of small-scale eddies can only be case studies. The hope is that with the future instrument SWOT (Surface Water and Ocean Topography) (<http://swot.jpl.nasa.gov/>) small-scale eddies can be measured on global scale independently of cloud coverage and time of the day. This instrument is scheduled to be launched in 2020. It is a wide-swath altimeter using the SAR principle. The goal is to achieve an accuracy of geostrophic velocity measurements (via SLA measurements) of 0.03 m s^{-1} at a horizontal scale of 10 km at 45° latitude (Fu & Ferrari, 2008). Thus SWOT would allow, in conjunction with high resolution ocean models, the study of small-scale oceanic eddies on a global scale and thus improve fisheries and ecosystem management strongly linked to primary production.

Acknowledgments

This study was supported by BMBF-Ib and AIRD grants obtained to build the Trilateral German–French–African Environmental research initiatives in Sub-Saharan Africa entitled AWA “Ecosystem Approach to the management of fisheries and the marine environment in West African waters” (www.awa-project.org). Additional support was provided by BMBF grant FKZ 03F0611A. We thank J. Lilly for their discussion and help with the drifter analysis and Florian Schütte for data processing. Mercator model output was provided by Mercator Ocean via contract 2011/SG/CUTD/56. We would like to thank ESA for providing the ASAR images free of charge. We also thank NASA/OBPG (MODIS/Aqua) and EUMETSAT/SAF-OSI (AVHRR/METOP, SEVIRI/MSG) for providing the SST and ocean color data through their data access facilities and P. Le Borgne (Météo-France, Centre de Météorologie Spatiale, Lannion) for his advice in SST processing. The drifter was deployed as part of the ONR-funded COCES and COCES-II projects corresponding to grant numbers N000140811038 and N000141110480. Special thanks to Milena Menna for the processing of the drifter data.

References

- Alpers, W., Espedal, H., & Apel, J. R. (2004). Oils and surfactants, chapter 11 in Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual. In Ch. R. Jackson (Ed.), Washington, D.C., USA: National Oceanic and Atmospheric Administration, Center for Satellite Application and Research, NOAA/NESDIS-16-073214-X.
- Alpers, W., Ivanov, A. Yu., & Dagestad, K. F. (2011). Encounter of foehn wind with an atmospheric eddy over the Black Sea as observed by the synthetic aperture radar onboard Envisat. *Monthly Weather Review*, 139, 3992–4000.
- Atwood, E., Duffy-Anderson, J. T., Horne, J. K., & Ladd, C. (2010). Influence of mesoscale eddies on ichthyoplankton assemblages in the Gulf of Alaska. *Fisheries Oceanography*, 19, 493–507.
- Bassin, C. J., Washburn, L., Brzezinski, M., & McPhee-Shaw, E. (2005). Sub-mesoscale coastal eddies observed by high frequency radar: A new mechanism for delivering nutrients to kelp forests in the Southern California Bight. *Geophysical Research Letters*, 32, L12604. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023017>.
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008). Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System: I. Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 29–43.
- Chaigneau, A., Eldin, G., & Dewitte, B. (2008). Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007). *Progress in Oceanography*, 53, 117–123.
- Chelton, D. B., de Szoeke, R. A., Schlax, M. G., Naggar, K. E., & Swartz, N. (1998). Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 433–460.
- Chelton, D. B., Gaube, P., Schlax, M. G., Early, J. J., & Samelson, R. M. (2011a). The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll. *Science*, 334, 328–332.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011b). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, 51, 167–216.
- Clemente-Colon, P., & Yan, X. H. (1999). Observations of east coast upwelling conditions in synthetic aperture radar imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 2239–2248.
- Cresswell, G. R., & Legeckis, R. (1986). Eddies off southeastern Australia. *Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers*, 33, 1527–1562.
- Cushman-Roisin, B., Tang, B., & Chassignet, E. (1990). Westward motion of mesoscale eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 758–768.
- D'Asaro, E. A. (1988). Observations of small eddies in the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 93, 6669–6684.
- Davies, P. A., Dakin, J. M., & Falconer, R. A. (1995). Eddy formation behind a coastal headland. *Journal of Coastal Research*, 11, 154–167.
- Demarcq, H. (1998). Spatial and temporal dynamic of the upwelling off Senegal and Mauritania: Local change and trend. In M. -H. Durand, P. Cury, R. Mendelsohn, C. Roy, A. Bakun, & D. Pauly (Eds.), *Global versus local changes in upwelling systems* (pp. 149–166). Paris: Orstom ed.
- Dennis, T., Middleton, J. H., & Manasseh, R. (1994). Recirculation in the lee of complicated headlands: A case study of Bass Point. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8), 16087–16101.
- D'Giacomo, P. M., & Holt, B. (2001). Satellite observations of small coastal ocean eddies in the Southern California Bight. *Journal of Geophysical Research*, 106(C10), 22521–22543.
- Early, J. J., Samelson, R. M., & Chelton, D. B. (2011). The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1535–1555.
- Eldvik, T., & Dysthe, K. B. (2002). Spiral eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 851–869. <http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485>.
- Espedal, H., Johannessen, O. M., Johannessen, J. A., Dano, E., Lyzenga, D., & Knulst, J. C. (1998). COASTWATCH95: A tandem ERS-1/2 SAR detection experiment of natural film on the ocean surface. *Journal of Geophysical Research*, 103, 24969–24982.
- Falkowski, P. G., Ziemann, D. Z., Kolber, Z., & Bieri, P. K. (1991). Role of eddy of pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature*, 352, 55–58.
- Fu, L. -L., & Ferrari, R. (2008). Observing oceanic submesoscale processes from space. *Eos*, 89(48), 488–489.
- Fu, L. -L., & Holt, B. (1983). Some examples of detection of oceanic mesoscale eddies by the Seasat synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, 88, 1844–1852.
- Goda, O. R., Samuelsen, A., Macaulay, G. J., Patel, R., Hjeltn, S. S., et al. (2012). Mesoscale eddies are oases for higher trophic marine life. *PLoS One*, 7(1), e30161. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0030161>.
- Gower, J. F. R., Denman, K. L., & Holyer, R. L. (1980). Phytoplankton patchiness indicates the fluctuations spectrum of mesoscale oceanic structure. *Nature*, 288, 157–159.
- Greenwood, J. E., Feng, M., & Waite, A. M. (2007). A one-dimensional simulation of biological production in two contrasting mesoscale eddies in the south eastern Indian Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 1029–1044.
- Gruber, N., et al. (2011). Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nature Geoscience*, 4, 787–792.
- Hansen, D., & Poulain, P. -M. (1996). Quality control and interpolations of WOCE-TOGA drifter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 900–909.
- Heywood, R. B., & Priddle, J. (1987). Retention of phytoplankton by an eddy. *Continental Shelf Research*, 7, 937–955.
- Huehnemann, H., Alpers, W., Dammhauer, H., Gade, M., Lange, Ph. A., Neumann, V., et al. (1996). Natural and man-made sea slicks in the North Sea, investigated by a helicopter-borne 5-frequency radar scatterometer. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 1567–1582.
- Ivanov, A. Yu., & Ginzburg, A. I. (2002). Oceanic eddies in synthetic aperture radar images, in: *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, 111(3), 281–295.

- Johannessen, J. A., Roed, L. P., & Wahl, T. (1993). Eddies detected in ERS-1 SAR images and simulated in reduced gravity model. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 2203–2213.
- Johannessen, J. A., Shuchman, R. A., Digranes, G., Lyzenga, D., Wackerman, C., Johannessen, O. M., et al. (1996). Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS-1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, 101, 6651–6667.
- Karimova, S. (2012). Spiral eddies in the Baltic, Black and Caspian seas as seen by satellite radar data. *Advances in Space Research*, 50(8), 1107–1124.
- Kasajima, K., et al. (2006). A submesoscale coherent eddy in the Greenland Sea in 2003. *Journal of Geophysical Research*, 111, C07013. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JC003130>.
- Kaz'min, A. S., & Kuz'mina, N. P. (1990). Certain features of small-scale oceanic eddies derived from satellite imagery analysis. *Soviet Journal of Remote Sensing*, 6, 13–18.
- Keller, W. C., Wismann, V., & Alpers, W. (1989). Tower-based measurements of the ocean C-band radar backscattering cross section. *Journal of Geophysical Research*, 94, 924–930.
- Korotaev, G. K., & Fedotov, A. (1994). Dynamics of an isolated barotropic vortex on a beta-plane. *Journal of Fluid Mechanics*, 264, 277–301.
- Kozlov, I. E., Kudryavtsev, V. N., Johannessen, J. A., Chapron, B., Dailidiene, I., & Myasodov, A. G. (2012). ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea. *Advances in Space Research*, 50(8), 1125–1137.
- Ladd, C., Crawford, W. R., Harpold, C. E., Johnson, W. K., Kachel, N. B., et al. (2009). A synoptic survey of young mesoscale eddies in the Eastern Gulf of Alaska. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 2460–2473.
- Lam, J. S. -L., & Dritschel, D. (2001). On the beta-drift of an initially circular vortex patch. *Journal of Fluid Mechanics*, 436, 107–129.
- Large, W. G., & Pond, P. (1981). Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 324–336.
- Lathuilière, C., Levy, M., & Echevin, V. (2011). Impact of eddy-driven vertical fluxes on phytoplankton abundance in the euphotic layer. *Journal of Plankton Research*, 33(5), 827–831.
- Le Galloudec, O., Boudalle-Badie, R., Drillet, Y., Derval, C., & Bricaud, C. (2008). Simulation of meso-scale eddies in the Mercator global ocean high resolution model. *Mercator Newsletter*, 3.
- Lellouche, J. -M., Le Galloudec, O., Drévilion, M., Régnier, C., Greiner, E., Garric, G., et al. (2012). Evaluation of real time and future global monitoring and forecasting systems at Mercator Ocean. *Ocean Science Discussions*, 9, 1123–1185.
- Levy, M., Klein, P., & Treguier, A. M. (2001). Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime. *Journal of Marine Research*, 59, 535–565.
- Lévy, M., Klein, P., Tréguier, A. M., Iovino, D., Madec, G., Masson, S., et al. (2010). Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics. *Ocean Modelling*, 34, 1–15.
- Lilly, J. M., & Gascard, J. (2006). Nonlinear processes in geophysics wavelet ridge diagnosis of time-varying elliptical signals with application to an oceanic eddy. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 13, 467–483.
- Lilly, J. M., Scott, R. K., & Olhede, S. C. (2011). Extracting waves and vortices from Lagrangian trajectories. *Geophysical Research Letters*, 38(L23605), 1–5.
- Lin, I. -I., Lien, Ch. -C. h., Wu, Ch. -R., George, T. F., Wong, G. T. F., Huang, Ch. -W., et al. (2010). Enhanced primary production in the oligotrophic South China Sea by eddy injection. *Geophysical Research Letters*, 37, L16602. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL043872>.
- Lumpkin, R., & Pazos, M. (2007). Measuring surface currents with SVP drifters: The instrument, its data and some results. In A. Griffa (Ed.), *Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics* (pp. 39–67). : Cambridge University Press.
- Mahadevan, A., Thomas, L. N., & Tandon, A. (2008). Technical comment: Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*, 320, 448b. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1152111>.
- Maltrud, M. E., & McClean, J. L. (2005). An eddy resolving global $1/10^\circ$ ocean simulation. *Ocean Modelling*, 8(1–2), 31–54.
- Marullo, S., Salusti, E., & Viola, A. (1985). Observations of a small-scale baroclinic eddy in the Ligurian Sea. *Deep Sea Research*, 32, 215–222.
- McWilliams, J. C. (1985). Submesoscale, coherent vortices in the ocean. *Reviews of Geophysics*, 23, 165–182.
- Morrow, R., Fang, F., Fleux, M., & Molcard, R. (2003). Anatomy of three warm-core Leeuwin current eddies. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50, 2229–2243.
- Munchow, A. (2000). Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 1265–1280.
- Munk, W., Armi, L., Fischer, K., & Zachariasen, F. (2000). Spirals on the sea. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 456, 1217–1280.
- Murdoch, R. C. (1989). The effects of a headland eddy on surface macro-zooplankton assemblages north of Otago Peninsula, New Zealand. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 29, 361–383.
- Olson, D. B. (1991). Rings in the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19, 283–311.
- Pattiaratchi, C., James, A., & Collins, M. (1987). Island wakes and headland eddies: A comparison between remotely sensed data and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 92, 783–794.
- Perissinotto, R., & Rae, C. M. D. (1990). Occurrence of anticyclonic eddies on the Prince-Edward Plateau (Southern Ocean): Effects on phytoplankton biomass and production. *Deep Sea Research*, 37, 777–793.
- Romano, J. C., & Marquet, R. (1991). Occurrence frequencies of sea surface slicks at long and short time-scales in relation to wind speed. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 33, 445–458.
- Rubino, A., & Brandt, P. (2003). Warm-core eddies studied by laboratory experiments and numerical modeling. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 431–435.
- Rubino, A., Brandt, P., & Hessner, K. (1998). Analytical solutions for circular eddies of the reduced-gravity, shallow-water equations. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 999–1002.
- Scott, R., Bourassa, M., Chelton, D., Cipollini, P., Ferrari, R., Fu, L. L., et al. (2010). Satellite altimetry and key observations: What we've learned, and what's possible with new technologies. In J. Hall, D. E. Harrison, & D. Stammer (Eds.), *ESA Publication, proceedings of the OceanObs09: Sustained ocean observations and information for society. Conference, vol. 2* (pp. WPP-306) (Venice, Italy, 21–25 September 2009).
- Scully-Power, P. (1986). Navy oceanographer shuttle observations, STS 41-G, mission report. Naval Underwater Systems Center technical report (NUSC TD 7611, 71 pp.).
- Siegel, A., Weiss, J. B., Toomre, J., McWilliams, J. C., Berloff, P. S., & Yavneh, I. (2001). Eddies and vortices in ocean basin dynamics. *Geophysical Research Letters*, 28, 3183–3186.
- Signell, R. P., & Geyer, W. R. (1991). Transient eddy formation around headlands. *Journal of Geophysical Research*, 96, 2561–2575.
- Sikora, T. D., Young, G. S., & Winstead, T. S. (2006). A novel approach to marine wind speed assessment using synthetic aperture radar. *Weather and Forecasting*, 21, 109–115.
- Soules, S. D. (1970). Sun glitter viewed from space. *Deep Sea Research*, 17, 191–195.
- Stevenson, R. E. (1998). Spiral eddies: The discovery that changed the face of the oceans. *21st Century Science and Technology*, 11, 58–71.
- Stoffelen, A., & Anderson, D. (1997). Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4. *Journal of Geophysical Research*, 102, 5767–5780.
- Thomas, L. N., Tandon, A., & Mahadevan, A. (2008). Submesoscale processes and dynamics. *Geophysical Monograph Series*, 177, 17–38.
- Valenzuela, G. R. (1978). Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves—A review. *Boundary-Layer Meteorology*, 13, 61–85.
- Wang, S., & Tang, D. (2010). Remote sensing of day/night sea surface temperature difference related to phytoplankton bloom. *International Journal of Remote Sensing*, 31, 4569–4578.
- Williams, R. G. (2011). Ocean eddies and plankton blooms. *Nature Geoscience*, 4, 739–740.
- Wismann, V., Gade, M., Alpers, W., & Huehnerfuss, H. (1998). Radar signatures of marine mineral oil spills measured by an airborne multi-frequency multi-polarization microwave scatterometer. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 3607–3623.
- Yamaguchi, S., & Kawamura, H. (2009). SAR-imaged spiral eddies in Mutsu Bay and their dynamic and kinematic models. *Journal of Physical Oceanography*, 39(4), 525–539.
- Yang, X., Li, X., Li, Z., & Pichel, W. (2011). The impact of ocean surface features on the high resolution wind. *Proceedings of the 2011 international geoscience and remote sensing symposium (IGARSS 2011)* (978-1-4577-1005-6/11/\$26.00 ©2011 IEEE).
- Zhang, H. -M., Bates, J. J., & Reynolds, R. W. (2006). Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed. *Geophysical Research Letters*, 33, L17714. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027086>.

B.3. Communcations et autres activités

Faye S., Sow B. and Lazar A. (Présentation Orale), Simulation of the Senegalese-Mauritanian upwelling: the role of winds on the variation of the surface temperature of the sea and the renewal of water masses. *Regional days of IRD, from 11 to 12 May 2010 at UCAD 2*.

Faye S., Sow B., Lazar A. and Diaw B. (Présentation Orale), Variability of Circulation and SST in the upwelling system Senegal-Mauritania: Modeling and Observation. *Scientific Symposium ODIAFRICA from 30 November to 2 December 2011 Sally*.

Faye S., Sow B. and Lazar A. (Présentation Orale), Study of the seasonal variation of sea surface temperature in the upwelling system Senegalo-Mauritania. *Workshop Casamansun EnR du 10 au 12 mai 2012 à l'université de Ziguinchor*.

Saliou Faye, Alban Lazar, Bamol Ali Sow, AmadouThierno Gaye. (Présentation Orale), Seasonal variability of SST in the Senegalese-Mauritanian upwelling system. General Assembly of PREFACE, 29–31 October 2014. Casablanca, Morocco.

Faye, Saliou^{1,*}, Milena Menna, Pierre M. Poulain, Luca Centurioni, Alban Lazar, Amadou T. Gaye, Bamol Sow and Dominique Dagorne. (Poster), Upwelling dynamics and cold-water filaments off the Senegal and Mauritania coasts. *1st International Conference 'AWA'. 11th December 2014. Dakar, Senegal*.

Faye S., Lazar A., Sow B. et Gaye A.T. (Présentation Orale), A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-Eastern Tropical Upwelling System. *DOCTORIALES DE L'ED-PCSTUI Jeudi 28 & Vendredi 29 mai 2015: UCAD II*

Saliou Faye, Alban Lazar, Bamol Ali Sow et Amadou Thierno Gaye. (Poster), A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-Eastern Tropical Upwelling System. *EGU General Assembly 2015, Vienna | Austria | 12 – 17 April 2015. EGU2015-12427*.

Saliou Faye, Alban Lazar, Bamol Ali Sow et Amadou Thierno Gaye. (Poster), A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-Eastern Tropical Upwelling System. *PIRATA-PREFACE-CLIVAR Tropical Atlantic Variability Conference, 24th - 28th August 2015 Cape Town, South Africa*.

Rapports techniques

Thiaw M., **Faye S.**, Ngom Sow F., Diaw B. Impact de l'environnement marin sur la dynamique des populations de sardinelles (*Sardinella aurita* et *S. maderensis*) le long de la côte Sénégalaise. *CRODT/ISRA, 18 p*.

Saliou Faye et Pierre-Marie Poulain Campagne COCESII (23-25 avril 2013) : Analyse comparative des profils de température et de salinité des Arvor et CTD sur la grande Côte sénégalaise. *Rel. OGS 2013/75 Sez. OCE 27 MAOS.*

Campagnes océanographiques

Sortie mensuelle de déploiement de bouées dérivantes de mai 2009 à mars 2013.

Campagne PIRATA-FR20 dans le golf de Guinée du 05 au 23 octobre 2010.

Campagne d'initiation aux mesures de paramètres physiques océaniques à bord du bateau ITAF DEME du CRODT.

Campagne UPSEN (upwelling Sénégal) à la petite côte sénégalaise du 07 mars au 18 Mars 2012.

Campagne de déploiement d'un glider sous marin au large de Dakar 14 mars 2014.

Campagne de récupération d'un glider sous marin au large de Dakar 15 mai 2014.

Mise à l'eau d'une bouée météocéan au coeur de la cellule d'upwelling au large de Mbour, 11 février 2015.

Bibliographies

Agnew D.J., Hill S., Beddington J.R. 2000. Predicting the recruitment strength of an annual squid stock: *Loligo gahi* around the Falkland Islands. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 57: 2479-2487.

Allen, J. S. (1973), Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 3(3), 245–257.

Alpers, W., Brandt, P., Lazar, A., Dagorne, D., Sow, B., Faye, S., Hansen, M.W., Rubino, A., Poulain, P.-M., Brehmer, P., 2013. A small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data. *Remote Sens Environ*, 129, 132-143.

Aristegui, J., Alvarez-Salgado, X.A., Barton, E.D., Figueiras, F.G., Hernandez-Leon, S., Roy, C., Santos, A.M.P., 2004. Oceanography and fisheries of the Canary Current/Iberia region of the eastern North Atlantic. *The Sea*, 14.

Artamonov, Y. V. (2006), Seasonal variability of geostrophic currents in the Atlantic Ocean according to the altimetry data, *Phys. Oceanogr.*, 16, 177–187.

Arfi, R., 1985. Variabilité inter-annuelle d'un indice d'intensité des remontées d'eau dans le secteur du Cap Blanc. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 42 : 1969-1978.

Arhan, M., A. Colin de Verdière, et L. M'émery (1994). The eastern boundary of the subtropical north atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 24 (6), 1295–1316.

Austin, J.A., Lentz, S.J., 2002. The inner shelf response to wind-driven upwelling and downwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 32, 2171-2193.

Bakun, A., 1986. Definition of environmental variability affecting biological processes in "large" marine ecosystems; in : K. Sherman and L. M. Alexander, eds.; Variability and management of large marine ecosystems. : AAAS selected Symposium 99: 89-108.

Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Treguier, A.-M., le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., Derval, C., Durand, E., Gulev, S., Remy, E., Talandier, C., Theetten, S., Maltrud, M., McClean, J., and de Cuevas, B.: Impact of partial

steps and momentum advection schemes in a global circulation model at eddy permitting resolution, *Ocean Dynam.*, 56(5-6), 543–567. doi:10.1007/s10236-006-0082-1, 2006.

Barth, J.A., Pierce, S.D., Smith, R.L., 2000. A separating coastal upwelling jet at Cape Blanco, Oregon, and its connection to the California Current system. *Deep-Sea Res. II* 47, 783-810.

Barton, E.D., A.H. Huyer, et R.L. Smith., 1977. Temporal variation observed in the hydrographic regime near cabo corveiro in the northwest african upwelling region, february to april 1974. *Deep Sea Res.*, 24, 7-23.

Barton, E. D. (1998). Eastern boundary of the north atlantic : Northwest africa and iberia. In *The Sea, Volume 11. John Wiley and Sons, Inc.*

Belvèze, H. (1991). Influence des facteurs hydroclimatiques sur la pêche marocaine de petits pélagiques côtiers. In P. Cury, & C. Roy (Eds.), *Les Pêcheries Ouest-Africaines: Variabilité, Instabilité et Changement* (pp. 209–233). Paris: ORSTOM Editions.

Benazzouz Aïssa, Mordane Soumia, Orbi Abdellatif, Chagdali Mohamed, Hilmi Karim, Atillah Abderrahman, Lluís Pelegrí Josep, Demarcq Hervé, 2014. An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach The case of the Canary Current upwelling system. *Continental Shelf Research* (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.012i>.

Binet D. (1988). Rôle possible d'une intensification des alizés sur le changement de répartition des sardines et sardinelles le long de la côte ouest-africaine. *Aquat. Liv. Resow.*, 1, 115-132.

Binet, D. (1997). Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea currents 1964–1993: the role of trade winds and the southern oscillation. *Oceanologica Acta*, 20, 177–190.

Binet, D., Samb, B., Mahfoud, T. S., Levenez, J. J., & Servain, J. (1998). Sardine and other pelagic fisheries changes associated with multi-year trade wind increases in the Southern Canary current. In M. H. Durand, P. Cury, R. Mendelssohn, C. Roy, A. Bakun, & D. Pauly

(Eds.), *Global versus local changes in upwelling systems* (pp. 211– 233). Paris: ORSTOM Editions.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.

Boëly, T., J. Chabanne et P. Frkon., 1978. Schémas migratoires, aires de concentrations et périodes de reproduction des principales espèces de poissons pélagiques côtiers dans la zone Sénégal-mauritanienne. *COPACE/PACE* , 78 (10):63-70.

Boëly, T., J. Chabanne, P. Fréon, B. Stequert., 1982. Cycle sexuel et migrations de *S. aurita* sur le plateau continental ouest-africain des îles Bissagos à la Mauritanie. *Rapp. P.-v. Réunion. Cons. int. Explor. Mer*, 180, 350-355.

Bonhomme, C., O. Aumont, et V. Echevin (2007). Advective transport caused by intra-seasonal rossby waves : a key player of the high chlorophyll variability off the peru upwelling region. *J. Geophys. Res.* 112, C09018.

Bonjean F. and G.S.E. Lagerloef, 2002: Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 32, No. 10, pages 2938-2954.

Bourlès, B., R. L. Molinari, E. Johns, W. D. Wilson, and K. D. Leaman (1999), Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989– 1991), *J. Phys. Oceanogr.*, 104(C1), 1361–1375.

Bricaud, A., A. Morel, and J.-M. André´ (1987), Spatial/temporal variability of algal biomass in the mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data, *Adv. Space Res.*, 7(2), 53– 62.

Brink, K.H. 1983. The near-surface dynamics of coastal upwelling. *Prog. Oceanogr.*,12: 223-257.

Brodeau, L., B. Barnier, A. Tréguier, T. Penduff, and S. Gulev (2010), An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulations models, *Ocean Modell.*, 31, 88–104.

Capet, X. J., P. Marchesiello, and J. C. McWilliams (2004), Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L13311.

Capet, X., Colas, F., McWilliams, J. C., Penven, P., & Marchesiello, P. (2008). Eddies in eastern boundary subtropical upwelling systems. *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, 131-147.

Carton, J.A., B. Huang, 1994: Warm events in the tropical Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 888-903.

Champagnat, CT et F. Domain. 1978. Migrations des poissons démersaux le long des côtes ouest-africaines de 10° à 20° de latitude nord. *Cah. ORSTOM sér. Océanogr.*, *16*, 3-4; 239-261.

Chang, P., *et al.* (2006), Climate fluctuations of tropical coupled systems: The role of ocean dynamics, *J. Clim.*, *19*, 5122–5174.

Charria, G., F. Mélin, I. Dadou, M.-H. Radenac, et V. Garçon (2003). Rossby wave and ocean color : the cells uplifting hypothesis in the south atlantic subtropical convergence zone. *Geophys. Res. Lett.* *30* (3), 1125.

Charria, G., I. Dadou, P. Cipollini, M. Drévillon, P. De Mey, et V. Garçon (2006). Understanding the influence of rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the north atlantic ocean. *J. Mar. Res.* *64*, 43–71.

Chavez, F., R. Barber, P. Kosro, A. Huyer, S. Ramp, T. Stanton, et B. Rojas de Mendiola (1991). Horizontal transport and the distribution of nutrients in the coastal transition zone off northern california : Effects on primary production, phytoplankton biomass and species composition. *J. Geophys. Res.* *96* (C8), 14833–14848.

Chelton, D.B., M.G. Schlax, M.H. Freilich, and R.F. Milliff. 2004. Satellite radar measurements reveal short-scale features in the wind stress field over the world ocean. *Science* *303*:978–983.

Colas, F., McWilliams, J. C., Capet, X., & Kurian, J. (2012). Heat balance and eddies in the Peru-Chile current system. *Climate dynamics*, 39(1-2), 509-529.

Conand, F. 1975. Distribution et abondance des larves de clupéidés au large des côtes du Sénégal et de la Mauritanie en septembre, octobre et novembre 1977. *ICES CM 1975/J4*, 9p.

Cury, P. et C. Roy (1988). Migration saisonnière du thiof (*epinephelus aenus*) au Sénégal : influence des upwellings Sénégalais et mauritanien. *Oceanol. acta* 11 (1), 25–36.

Cury, P., & Roy, C. (1991). Pêcheries ouest-africaines: variabilité, instabilité et changement. Paris: *ORSTOM éditions* 525 pp.

Dale, A.C., Barth J.A., 2001. The hydraulics of an evolving upwelling jet flowing around a cape. *J. Phys. Oceanogr.* 31, 226-243.

Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. du Penhoat, et C. Menkes (2003). Oceanic rossby waves acting as a "hay rake" for ecosystem floating by-products. *Science* 302 (5650), 1548–1551.

Davis, R.E., 1985. Drifter observation of coastal currents during CODE. The method and descriptive view. *Journal of Geophysical Research* 90, 4655–4741.

De Boyer Montégut, C., G. Madec, A. Fisher, A. Lazar, and D. Iudicone (2004), Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.

De Boyer Montégut, C., J. Vialard, S.S.C. Shenoi, D.Shankar, F. Durand, C. Ethé, and G. Madec, 2006 : Simulated seasonal and interannual variability of mixed layer heat budget in the northern Indian Ocean, accepted in *J. Clim.*

Demarcq, H., 1998. Spatial and temporal dynamics of the upwelling off Senegal and Mauritania: local change and trend. Global versus local changes in upwelling systems, 149-166, *Orstom ed, Paris*.

Demarcq, H. et V. Faure (2000). Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST. application to octopus vulgaris recruitment. *Oceanol. Acta* 23 (4), 391–408.

Demarcq, H., 2009. Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998-2007). *Prog. Oceanogr.* 83, 376-385.

Dème-Gningue, Itaf and Guèye, Papa. Recueil des données physico-chimiques enregistrées au niveau des stations côtières du Sénégal de 1987 à 1993. Centre de Recherches Océanographiques de Dakar-Thiaroye. *Archive Scientifique Du Crodt.* 1994; (194):141 p.; ISSN: 0850-1602.

Dème-Gningue, Itaf, Roy.C., Touré.D., 1990. Variabilité spatiotemporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les côtes du Sénégal . *DS.Cent. Rech. Océanogr. Dakar Thiaroye* 122 ,21 p.

Diakhaté M., de Coetlogon., G, Lazar A., Gaye A.T., 2014. Intra-seasonal SST variability within tropical Atlantic upwellings. Soumis à *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Doi, T., Tozuka T., Yamagata T., 2009. Interannual variability of the Guinea Dome and its possible link with the Atlantic Meridional Mode. *Clim. Dyn.* 33, 985-998. doi: 10.1007/s00382-009-0574-z.

Duteil, O.; Lazar, A.; Dandonneau, Y.; Wainer, I.; Menkes, C. Deep chlorophyll maximum and upper ocean structure interactions: Case of the Guinea Thermal Dome. *Journal of Marine Research*,67,2,239-271,2009.

Duvrovin B. Mahfoud M. et S. Dehah, 1991. La ZEE Mauritanienne et son environnement géographique géomorphologique et hydroclimatique. In Chavance, P. et M.Girardin (eds.). L'environnement, les ressources et les pêches de la ZEE mauritanienne. Bull. Centre. *Rech. Océanogr. Et des Pêches*, Vol.23:pp :6-27.

Ekman V. W., (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *volume 11. Astr. o. Fysik (Stockholm)*. 53 pp.

Elmoussaoui, A., M. Arhan, and A. M. Treguier (2005), Model-inferred upper ocean circulation in the eastern tropics of the North Atlantic, *Deep Sea Res. I*, 52, 1093–1120.

Erasmí, W., G. Siedler, et R. Onken (1998). Energy conversion in the Cape Verde frontal zone. *J. Geophys. Res.* 103 (C10), 21469–21479.

Estrade .P (2006). Mécanisme de décollement de l’upwelling sur les plateaux continentaux larges et peu profonds d’Afrique du Nord-Ouest. *Thèse doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 135pp.*

Fedoseev, A., 1970. Geostrophic circulation of Surface Waters on the shelf of North-West Africa. *Rapp. Proc. Reun. Cons.Inst.expl.Mer.*, 159 :30-37.

Foltz, G., S. Grodsky, J. Carton, and M. McPhaden (2003), Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 3146, doi:10.1029/2002JC001584.

Foltz, G., C., Schmid, and R., Lumpkin, 2013: Seasonal Cycle of the Mixed Layer Heat Budget in the Northeastern Tropical Atlantic Ocean. *J.Climate*, 26, 8169–8188. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00037.1>

Fonseca, C. A., G. J. Goni, W. E. Johns, and E. J. D. Campos (2004), Investigation of the North Brazil Current retroflexion and North Equatorial Countercurrent variability, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21304, doi:10.1029/2004GL020054.

Fraga, F. (1974). Distribution des masses d’eau dans l’upwelling de mauritanie. *Tethys* 6 (1-2), 5–10.

Fraile-Nuez, E., and A. Hernández-Guerra (2006), Wind-driven circulation for the eastern North Atlantic Subtropical Gyre from Argo data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03601, doi: 10.1029/2005GL025122.

Fréon, P. 1988. Réponses et adaptations des stocks de clupéidés d’Afrique de l’ouest à la variabilité du milieu et de l’exploitation : Analyse et réflexion à partir de l’exemple du Sénégal. *Etudes et thèses, ORSTOM*, 287 p.

Gabric, A. J., Garcia, L., Camp, L. V., Nykjaer, L. ;, Eifler, W et W. Schrimpf, 1993. Offshore export of shelf production in the Cape Blanc (Mauritania) giant filament as derived from coastal zone colour scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4697-4712.

Garzoli, S. L., and E. J. Katz (1983), The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 2082– 2090.

Garzoli, S. L., and P. L. Richardson (1989), Low frequency meandering of the North Equatorial Countercurrent, *J. Geophys. Res.*, 94, 2079– 2090.

Garzoli, S. L. (1992), The Atlantic North Equatorial Countercurrent: Models and observations, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,931–17,946.

Gerin, R., Poulain, P.-M., Taupier-Letage, I., Millot, C., Ben Ismail, S., and Sammari, C.: Surface circulation in the Eastern Mediterranean using drifters (2005–2007), *Ocean Sci.*, 5, 559– 574, 2009, <http://www.ocean-sci.net/5/559/2009/>.

Hagen, E., 1981. Mesoscale upwelling variations off the West African coast. In: Richardson F.A. (Ed.), Coastal and Estuarine Sciences, Vol. I, Coastal Upwelling. AGU, Washington DC, pp. 72–78.

Hagen, E. (2001), Northwest Africa upwelling scenario, *Oceanol. Acta*, 24, suppl. 1, 113–128, doi:10.1016/S0399-1784(00)01110-5.

Halpern D. (2002), Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997-1998 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 19-1, 19-3.

Hansen, D. V., and Poulain, P. M., "Quality Control and Interpolations of WOCE-TOGA Drifter Data", *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 13(4), 900-909, 1996.

Helber, R. W., R. H. Weisberg, F. Bonjean, E. S. Johnson, and G. S. E. Lagerloef (2007), Satellite-derived surface current divergence in relation to tropical Atlantic SST and wind, *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 1357–1375, doi:10.1175/JPO3052.1.

Herbland, A., and B. Voituriez (1974), La production primaire dans l'upwelling mauritanien en mars 1973, *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 12(3), 187–201.

Huntsman, S. A., and R. T. Barber (1977), Primary production off northwest Africa: The relationship to wind and nutrient conditions, *Deep Sea Res.*, 24, 25– 33.

Huyer, A., 1983. Coastal upwelling in the California current system. *Prog. Oceanogr.*, 12(3), 259- 284.

Jacques G. et P. Trbguer (1986). gcosystèmes pélagiques marins. *Collection d'écologie*, 19. Masson éd. Paris, 243 pp.

Johnson, E.S., F. Bonjean, G.S.E. Lagerloef, J.T. Gunn, and G. T. Mitchum, 2007: Validation and Error Analysis of OSCAR Sea surface Currents, *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(4), 688-701.

Jouanno, J., F. Marin, Y. du Penhoat, J. Sheinbaum, and J.-M. Molines (2011), Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 116, C09003, doi:10.1029/2010JC006912.

Korotaev, G. K., and G. A. Chepurin (1992), The mechanisms for seasonal restructuring of long current fields in the north tropical Atlantic Ocean, in *Investigations of the Tropical Atlantic Ocean*, edited by V. N. Eremeev, pp. 109–122, VSP Int., Utrecht, Netherlands.

Killworth, P., P. Cipollini, B. Uz, et J. Blundell (2004). Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in satellite-derived chlorophyll. *J. Geophys. Res.* 109 (C07002).

Large W, Yeager S (2004) Diurnal to decadal global forcing for ocean and seaice models: the data sets and climatologies. *Technical Report TN-460+STR*, NCAR, 105 pp.

Lathuillère, C. (2005). Variabilité du front du cap vert dans le système d'upwelling des canaries. *Master's thesis, Univ. P. et M. Curie, Paris*.

Lathurilère, C., Echevin, V., Lévy, M., 2008. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *J. Geophys. Res.* 113, C05007, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JC004433>.

Lumpkin, R. and. Pazos M, “Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: the instrument, its data, and some recent results”. *Chapter two of Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics (LAPCOD)* ed. A. Griffa, A. D. Kirwan, A. J. Mariano, T. Ozgokmen, and T. Rossby. 2005.

Lazaro, C., J. M. Fernandes-Santos and P. Oliveira. 2005. Seasonal and interannual variability of surface circulation in the Cape Verde region from 8 years of merged t/p and ers-2 altimeter data. *Rem. Sens. Env.*, 98, 45–62.

Lotktionov Y., 1989. Analyse des variations de température de l’eau de surface le long des côtes mauritaniennes Annexe C. *Groupe de travail 1988*. 114-126 p.

Maigret, J., 1972. Campagnes expérimentales de la pêche des sardinelles et autres espèces pélagiques (juillet, 1970-octobre 1971). Tome I. Observations concernant l’océanographie et la biologie des espèces. *Soc. Centr. Equip. territ. Intern.; mars 1972*, 148p.

Machín, F., A. Hernández-Guerra, and J. L. Pelegrí (2006), Mass fluxes in the Canary Basin, *Prog. Oceanogr.*, 70(2–4), 416–447.

Marchal E., 1991 (ed). Rapport du groupe de reflexion sur les campagnes acoustiques d’études des stocks de la sous region Maroc-Mauritanie-Sénégal. Analyses des résultats et perspectives de recherches. *Edition de l’ORSTOM, Collection Colloques et Séminaires Paris, 1991 : 64 p.*

Marchesiello, P., McWilliams, J.C., Shchepetkin, A., 2003. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 753-783.

Marchesiello, P. and P. Estrade. 2007. Eddy activity and mixing in upwelling systems: A comparative study of Northwest Africa and California regions. *Int. J. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s00 531–007–0235–6.

Mason, E., Colas, F., Molemaker, J., Shchepetkin, A.F., Troupin, C., McWilliams, J.C., Sangrà, P., 2011. Seasonal variability of the Canary Current: a numerical study. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2010JC006665.

Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, C. Levy, 1998 : OPA8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual, Notes du Pôle de modélisation IPSL, *note n°11, Décembre 1998*.

Madec, G. (2008), “NEMO ocean engine,” Note Pôle Modél. 77, *Inst. Pierre-Simon Laplace, Paris*.

Mazeika P.A. (1967). Thermal domes in the eastern tropical Atlantic ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 12(3), 537-539.

Menkès, C., J. Vialard, S. Kennan, J. Boulanger, and G. Madec (2006), A modeling study of the impact of tropical instability waves on the heat budget in the eastern equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 847–865.

Meunier, T., Barton, E.D., Barreiro, B., Torres R., 2012. Upwelling filaments off Cap Blanc: interaction of the NW African upwelling current and Cape Verde frontal zone eddy field. *J. Geophys. Res.* 117, C08031. doi: 10.1029/2012JC007905.

Mignot, J., A. Lazar, and M. Lacarra (2012), On the formation of barrier layers and associated vertical temperature inversions: A focus on the northwestern tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 117, C02010, doi: 10.1029/2011JC007435.

Milena Menna, Saliou Faye, Pierre-Marie Poulain, Luca Centurioni, Alban Lazard, Amadou Gaye, Bamol Sow, Dominique Dagorne, 2014. Upwelling dynamics and cold-water filaments off the Senegal and Mauritania coasts (*in process*).

Mittelstaedt E., 1982. Large-scale circulation along the coast of Northwest Africa. *Rapp. P.-V. Réun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 180 : 50-57.

Mittelstaedt, E. 1983. The upwelling area off Northwest Africa. ‘A description of phenomena related to coastal upwelling. *Prog. Oceanogr.*, 12, 307-331.

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

Navarro-Pérez, E., and E. D. Barton (2001), Seasonal and interannual variability of the Canary Current, *Sci. Mar.*, 65, suppl. 1, 205–213.

Niiler, P. P., 2001. The world ocean surface circulation, in *Ocean Circulation and Climate*, edited by G. Siedler, J. Church and J. Gould, pp. 193-204, Academic Press.

Niiler, P. P., P.-M. Poulain and L. R. Haury,. “Synoptic three-dimensional circulation in an onshore-flowing filament of the California Current”, *Deep-Sea Research*, 36(3), 385-405, 1989.

Niiler, P. P., P.-M. Poulain and L. R. Haury,. “Synoptic three-dimensional circulation in an onshore-flowing filament of the California Current”, *Deep-Sea Research*, 36(3), 385-405, 1989.

Nykjaer, L. and L. Van Camp. 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99, 14197–14208.

Onken, R. et B. Klein (1991). A model of baroclinic instability and waves between the ventilated gyre and the shadow zone of the north atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 53–67.

Ould Dedah, S., Wiseman, W., et R.Shaw., 1999. Spatial and temporal trends of sea surface temperature in the northwest African region. *Oceanologica Acta Vol 22, No. 3*, pp 265-279.

Pardo, P.C., Xosé, A.P., Gilcoto, M., Farina-Busto, L., Pérez F.F., 2011. Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperature and Ekman transport. *Clim. Res.*, 48, 231-246. doi: 10.3354/cr00989.

Paduan, J.D., Niiler P.P., 1990. A Lagrangian description of motion in Northern California coastal transition filaments. *J.Geophys. Res.* 95(C10), 18095-18109. doi: 10.1029/JC095iC10p18095.

Pelegrí, J. L., *et al.* (2005), Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: Water recirculation and offshore pumping of organic matter, *J. Mar. Syst.*, 54(1–4), 3–37, doi:10.1016/j.jmarsys.2004.07.003.

Pelegrí, J. L., A. Marrero-Díaz, and A. W. Ratsimandresy (2006), Nutrient irrigation of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, 70(2–4), 366–406, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.018.

Peter, A.C., M. Le Hénaff, Y. du Penhoat, C. Menkès, F. Marin, J. Vialard, G. Caniaux, and A. Lazar (2006), A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 111, C06014, doi:10.1029/2005JC003157.

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

Pickett, M. H., and J. D. Paduan (2003), Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3327, doi:10.1029/2003JC001902.

Philander, S.G.H, Yoon, J.-H., 1982. Eastern boundary currents and coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 862-879.

Philander, S. G. H., and R. C. Pacanowski (1986), A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14,192–14,206.

Polonsky, A. B., and Y. V. Artamonov (1997), North Equatorial Countercurrent in the tropical Atlantic: Multi-jet structure and seasonal variability, *Ocean Dyn.*, 49, 477–495.

Poulain, P.-M., 1999: Drifter observations of surface circulation in the Adriatic Sea between December 1994 and March 1996. *J. Mar. Syst.*, 20, 231–253.

Poulain, P.-M., Barbanti, R., Cecco, R., Fayes, C., Mauri, E., Ursella, L., Zanasca, P., 2004a. Mediterranean surface drifter database: 2 June 1986 to 11 November 1999. *Rel. 75/2004/OGA/31, OGS, Trieste, Italy (CDRom)*.

Poulain, P.-M., Mauri, E., Ursella L., 2004b. Unusual upwelling event and current reversal off the Italian Adriatic coast in summer 2003. *Geophys. Res. Lett* 31, L05303, doi:10.1029/2003GL019121.

Rébert J.-P. (1983). Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais. *Doc. scient. Cent. Rech. océanogr., Dakar-Thiaroye*, 93, 186 pp.

Richardson, P. L., and G. Reverdin (1987), Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts, *J. Geophys. Res.*, 92, 3691–3708.

Roy, C., 1989. Fluctuation of wind and upwelling variability off the Senegalese coast. *Oceanolo. Acta* 12, 361–369.

Roy, C., 1998. An upwelling-induced retention area off Senegal: a mechanism to link upwelling and retention processes. *South Afr. J. Mar. Sci.* 19, 89–98.

Roy, C. and C. Reason. 2001. ENSO related modulation of coastal upwelling in the eastern Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 49, 245–255.

Santos, M. P., A. S. Kazmin, and A. Peliz (2005), Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity, *J. Mar. Res.*, 63, 359–379.

Siedler, G. N. Zangenberg, R. Onken and A. Morliere. 1992. Seasonal changes in the tropical Atlantic circulation: Observation and simulation of the Guinea Dome. *J. Geophys. Res.*, 97, 703–715.

Smith, R. L. 1968. Upwelling. *Oceanogr. Mw. Biol. Aun. Rev.*, 6, 1 l-46.

Smith, S.D., 1980. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.* 543 10, 709-726.

Sow, M. 2014. Etat moyen et variabilité saisonnière de l'upwelling Sénégal-mauritanien: approche modélisation. *Thèse de doctorat, Université Cheikh Anata Diop de Dakar (UCAD)/Sénégal*

Spall, M. (1992). Rossby wave radiation in the cape verde frontal zone. *J. Phys. Oceanogr.* 22, 796–807.

Stommel, H. M., The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description, 202 pp., Univ. Calif. Press, Berkeley, Calif., 1958.

Stramma, L. (1984). Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical north atlantic. *J. Mar. Res.* 42, 537–558.

Stramma, L., et Schott, F. (1999). The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, 46, 279– 303.

Stramma, L., & Siedler, G. (1988). Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. *Journal of Geophysical Research*, 93(C7),8111– 8118.

Stramma, L., S. Huttel, and J. Schafstall (2005), Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa, *J. Geophys. Res.*, 110, C12006, doi:10.1029/2005JC002939.

Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., 1942. The oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology, 1087 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Sybrandy, A.L., Niiler, P.P., 1991. WOCE/TOGA Lagrangian drifter construction manual. SIO Ref. 9/16, WOCE Report 63, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, CA, p. 58.

Thiao M. 2010. Dynamique des ressources halieutiques à durée de vie courte : cas des stocks de poulpe et de crevettes exploités au Sénégal. *Thèse de doctorat, Université Européenne de Bretagne, France*, 79pp.

Thomas E. Cropper, Edward Hanna, Grant R. Bigg, Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012, *Deep-Sea Research I*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007>.

Treguier, A. M., and Coauthors, 2001: An eddy permitting model of the Atlantic circulation: Evaluating open boundary conditions. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22 115–22 129.

Tomczak, M. (1981). An analysis of mixing in the frontal zone of south and north atlantic central water off north-west africa. *Prg. Oceanog.* 10, 173–192.

Uz, B., J. Yoder, et V. Osychny (2001). Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves. *Nature* 409, 597–600.

Van Camp, L., Nykjaer, E., Mittelstaedt, E., Schlittenhardt, P., 1991. Upwelling and boundary circulation off northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Prog. Oceanogr.* 26, 357-402.

Vialard, J., C. Menkes, J.P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, M.J. McPhaden, and G. Madec, 2001: A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial pacific sea surface temperature during the 1997-98 El Nino, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1649-1675.

Voituriez, B. 1981. Les sous-courants equatoriaux nord et sud et la formation des domes thermiques tropicaux. *Oce. Acta*, 4, 497–506.

Wade *et al.* 2014. Impact de des ondes sur la variabilité des températures dans les zones d'upwelling le long des côtes Ouest africaines (eg..upwelling du Sénégal et de l'Angola) (*in press*).

Wang, C., S.P. Xie, J.A. Carton, 2004: A global survey of ocean-atmosphere and climate variability. In *Earth climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, C. Wang, S.P. Xie, and J.A. Carton (eds.), *Geophys. Monograph*, 147, AGU, Washington D.C., 1-19.

Wilson-Diaz D, Mariano AJ, Evans RH (2009). On the heat budget of the Arabian Sea. *Deep Sea Res Part I* 56:141-165.

Wooster, W. S., A. Bakun and D. R. McLain. 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34, 131–141.

Yamagata, T. and S. Iizuka. 1995. Simulation of the tropical thermal domes in the Atlantic: A seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2129–2140.

Yang, J., and T. M. Joyce (2006), Local and equatorial forcing of seasonal variations of the North Equatorial Countercurrent in the Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 238–254.

Zenk, W., B. Klein, et M. Schröder (1991). Cape Verde frontal zone. *Deep-Sea Research* 38 (I), S505–S530.

Zhang Yuanchong, William B. Rossow, Andrew A. Lacis, Valdar Oinas, Michael I. Mishchenko, 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, DOI: 10.1029/2003JD004457.