



SORBONNE UNIVERSITE DE PARIS

Ecole doctorale « Sciences de l'environnement d'Ile de France »

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

Ecole doctorale « Eau, Qualité et Usage de l'Eau »

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline: Océanographie physique

Présentée par Adama SYLLA

VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE À DÉCENNALE ET RÉPONSE AUX FORÇAGES ANTHROPIQUES DE L'UPWELLING SÉNÉGALO-MAURITANIEN

Soutenue le 20/12/2019 devant le jury composé de:

Pr. Francis Codron	SU (LOCEAN)	Président
Pr. Serigne Faye	UCAD (FST)	Président
Dr. Emilia Sanchez Gomez	CERFACS (Toulouse)	Rapportrice
Dr. Bamol Ali Sow	UASZ-LOSEC	Rapporteur
Pr. Belen Rodriguez Fonseca	UCM (Espagne)	Examinatrice
Pr. Saidou Moustapha Sall	UCAD (ESP)	Examineur
Dr. Juliette Mignot	SU (LOCEAN)	Directrice
Pr. Amadou Thierno Gaye	UCAD (ESP)	Directeur

Résumé

La région océanique située au large des côtes sénégalaises et mauritaniennes est l'une des zones les plus productives dans le monde en raison du système d'upwelling qui a lieu en hiver. Cette saisonnalité est très spécifique à cette région. Ce système d'upwelling se distingue donc des autres systèmes d'upwelling classiquement appelés upwelling de bord est (EBUSs: Eastern Boundary Upwelling Systems) tels que le système des Canaries, de la Californie, du Pérou-Chili et du Benguela et qui sont maximum en été. Le devenir de ces upwellings sous l'effet du changement climatique a récemment reçu beaucoup d'attention. Les premières études ont suggéré que leur intensité pourrait augmenter à l'avenir, mais les observations récentes ne permettent pas de dégager des preuves solides. Le système d'upwelling sénégal-mauritanien est en grande partie exclu de ces études, malgré son rôle crucial pour le développement socio-économique des populations riveraines, dont la nourriture et le revenu dépendent fortement des ressources halieutiques. Dans ce contexte, cette thèse propose une caractérisation de la représentation de ce système dans les modèles de climat de la base CMIP5 (Coupled Model Inter-comparaison Project 5) et de sa réponse sous l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre. Notre analyse est basée sur les caractéristiques de l'upwelling en termes de forçage du vent et de signature de la température de surface de la mer. Malgré une certaine diversité dans la capacité des modèles à représenter ce système d'upwelling, les résultats suggèrent que son intensité pourrait au contraire diminuer à l'avenir, principalement en raison de la réduction de la force du vent. D'autre part, cette thèse propose une première analyse de la variabilité

inter-annuelle à décennale de l'intensité de ce système à partir des réanalyses. Les indices de caractérisation de l'intensité de l'upwelling ne sont pas toujours cohérents entre eux sur la période historique mais ils suggèrent une variabilité à l'échelle de temps décennale marquée. Le lien avec l'AMV (Atlantic Multidecadal Variability) n'est pas robuste, à la différence du lien avec l'intensité de la mousson au cours de la saison opposée. Le mécanisme liant ces deux systèmes est en partie expliqué par les modulations saisonnières de la position hivernale de la zone de convergence intertropicale.

Mots clés: *Upwelling côtier, changement climatique, modèles de climat, Atlantique tropical nord-est, modes de variabilité climatique, mousson ouest africaine*

Abstract

The oceanic region located off the Senegalese and Mauritanian coasts is one of the most productive one in the world ocean. This is due to the upwelling system, which occurs during the winter season in this region. This seasonality is very specific. In particular, it differs from the well-known upwelling systems located along the eastern coast of the tropical oceans but further poleward such as along Morocco and the Iberian peninsula, the Californian coast, the Peru-Chili and the Benguela. These upwelling systems are maximum in summer. Several studies have investigated their sensitivity to global warming. Early studies have suggested that their intensity may increase in the future, but recent observations do not clearly give robust evidence of this behavior. The winter senegalo-mauritanian upwelling system has been largely excluded from these studies, in spite of its crucial role for the socio-economical development of the populations of the surrounding region, whose food and income strongly depend on the halieutic resources. In this context, this study proposes an evaluation of the representation of this system in the CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project 5) climate models, and its response to climate change. Our analysis is based on characteristics of the upwelling in terms of wind forcing and sea surface temperature signature. In spite of some diversity in the model's ability to represent the senegalo-mauritanian upwelling system, the results suggest that its intensity may rather decrease in the future, primarily because of a reduction of the wind forcing.

In a second hand we propose an analysis of the interannual to decadal variability of the intensity of the upwelling based on recent reanalyses. The

indices characterizing the upwelling are not always correlated with each other, showing that they are not yet very robust. They nevertheless indicate a marked variability at the decadal timescale partly associated with the AMV (Atlantic Multidecadal Variability). The link with the decadal variations of the West African Monsoon (WAM) during the opposite season is relatively clear. It is associated with the anomalous trajectories of the ITCZ.

Keywords: *Coastal upwelling, climate change, climate models, Northeastern tropical Atlantic, climate modes, west African monsoon*

Remerciements

Je commencerai tout d'abord par remercier mon directeur de thèse le Professeur Amadou Thierno Gaye. Je tiens à exprimer ma sincère gratitude à ma co-directrice de thèse Juliette Mignot d'avoir été si disponible durant mes années de doctorat. Tes conseils ont véritablement permis à ce travail d'être mené à terme. Sans toi, j'aurais sans doute continué à errer dans mes analyses et mes interprétations. Tu as été mon guide, tout en mettant à ma disposition ta vaste expérience et tes conseils pour m'aider à accomplir ce travail, qui n'aurait pu être mené à bien sans ton entière implication, ta patience et gentillesse. Je tiens également à remercier les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer ce travail: les rapporteurs, Dr Bamol Ali Sow et Dr Emilia Sanchez Gomez et les examinateurs Pr Saidou Moustapha Sall et Pr Belen Rrodrigues Fonseca. Merci aussi aux présidents du Jury, Pr Francis Codron et Pr Serigne Faye.

J'adresse mes remerciements à l'ambassade de France au Sénégal en particulier l'équipe du SCAC et l'institut de recherche pour le développement (IRD) pour leur soutien financier.

Merci également au Directeur du LPAO-SF, le Pr Saidou Moustapha Sall et à mes collègues du laboratoire. Merci donc à Dr Ibrahima Camara, Dr Siny Ndoeye, Dr Dramé, Dr Moussa Diakhaté, Dr Moussa Gueye, Dr Baye Cheikh Mbaye, Dr Habib Senghor, Dr Ibrahima Diouf, Demba Ndaw Niang, Moustahpa Tall, Dahirou Wane, Cheikh Noreyni Fall, Mouhamed Fall, Lamine Thiam, Ibrahima Kanté et à toutes les QUEENS: Adama Badiane, Mame Diarra Dieng, Soukey Cissé, Marie Jeanne Sambou, Coumba Niang, Aissatou Faye, Lala Kounta et Gloria Johnson. Merci!!!!!!

Un remerciement spécial à mes parents (Mamadou Sylla et Mame Fama Diagne), à mes frères Doudou Sylla et Cheikh Tidiane Sylla, à ma jumelle Awa Sylla, à mes sœurs Sokhna Sylla, Khady Sylla, Fatou Sylla, Adja Sylla, Aida Sylla et Aida Pouye, à ma tante Safiétou Diagne et à mon adorable petit frère Babacar Sylla qui m'ont beaucoup aidé dans ma vie, que le bon Dieu protecteur des âmes vous prête une longue vie pleine de succès. Je remercie toute la famille Ciss aux Parcelles Assainies unité 20, à mes neveux Papy, Moustapha et ma nièce Aissatou Ndiaye. Mes remerciements vont également à l'endroit de ma belle famille.

Enfin, je tiens à remercier une personne qui m'est très chère en l'occurrence *l'Amour de ma Vie: Elimane Diop*. Tu es toujours là pour moi, tu m'écoutes quand je te raconte mes soucis, tu me remontes le moral quand je suis triste et fatiguée, tu m'encourages quand je baisse les bras, et tu me consoles quand je subis un échec.. (la liste pourrait faire des pages et des pages !).. Tu fais tout ça pour moi. Merci du fond du coeur "*Sama Damel*" que le Bon Dieu t'accorde une longue vie pleine de succès et de bonheur car tu le mérites et tu es un mari exceptionnel!!!!

Liste des acronymes

AC: Azores Current

AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation

AMV: Atlantic Multidecadal Variability

AVISO: Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data

BC: Benguela Current

BUS: Benguela Upwelling System

CALUS: California Upwelling System

CalCOFI: California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations

CANUS: Canary Upwelling System

CC: California Current

CC: Canary Current

CCC: Chile Coastal Current

CINECA: Cooperative Investigation of the Part of the Eastern Central Atlantic

CIRSEN: Circulation Senegal

CMIP5: Coupled Model Inter-comparaison Project 5

CNRM: Centre National de Recherche en Météorologie

COADS: Comprehensive Ocean -Atmosphere Data Set

COP: Conference des Parties

CPC: Chile Peru Current

CRU TS: Climatic Research Unit Time Series

CUC: California Under-Current

CVFZ: Cape Verde Frontale Zone

CRODT: Centre de Recherche Océanographique de Dakar Thiaroye

DCPP-A Decadal Climate Prediction Project

EBUSs Eastern Boundary Upwelling Systems

EOF Empirical Orthogonal Function

ERSST: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature

EUC: Equatorial Under-Current

FAO: Food and Agriculture Organisation

GD: Guinean Dome

GES: Gaz à Effet de Serre

GIEC: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

GODAS: Global Ocean Data Assimilation System

GPCP: Global Precipitation Climatology Project

GUC: Guinean Undercurrent

HadISST Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature

HUS: Humboldt Upwelling System

ICODAS: International Comprehensive Ocean -Atmosphere Data Set

ISAS: In situ Analysis System

ISCCP: International Satellite Cloud Climatology Project

IPSL Institut Pierre Simon Laplace

LMDZ: Laboratoire de Météorologie Dynamique zoom model

MC: Mauritanian Current

MCSST: Multi Channel Sea surface Temperature

MLD: Mixed Layer Depth

MMM: Multi-Model Mean

NAO: North Atlantic Oscillation

NACW: North Atlantic Central Water

NEC: North Equatorial Current

NECC: North Equatorial CounterCurrent

NEUC: North Equatorial Undercurrent

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

NPC: North California Current

OMM: Organisation Meteorologique Mondiale

PCC: Peru Coastal Current

PCUC: Peru Chile Under-Current

PUC: Poleward Undercurrent

Quikscat Quick SCATerometer

RCP8.5: Representative Concentration Pathway

SACW: South Atlantic Central Water

SECC: South Equatorial Contercurrent

SLP: Sea Surface pressure

SMUS: Senegalo-mauritanian Upwelling System

SODA: Simple Ocean Data Assimilation

SSH: Sea Surface Height

SST: Sea Surface temperature

WAM: West African Monsoon

WCRP: World Climate Research Programme

ZCIT: Zone de Convergence Intertropicale

Table des Matières

Liste des figures	5
Liste des Tableaux	15
1 <i>Généralités sur les systèmes d'upwelling côtiers</i>	23
1.1 Description des quatre systèmes d'upwelling côtiers	23
1.1.1 Le système de la Californie	24
1.1.2 Le système de Humboldt	26
1.1.3 Le système du Benguela	27
1.1.4 Le système des Canaries	28
1.1.5 Le système d'upwelling sénégal-mauritanien	32
1.2 Dynamique des upwellings côtiers	34
1.2.1 Transport d'Ekman	34
1.2.2 Pompage d'Ekman	36
1.2.3 Fonctionnement d'un upwelling côtier	38
1.2.4 Courants associés aux upwellings côtiers	40
1.3 Motivations de la thèse	41

2	<i>Présentation des données et outils utilisés</i>	45
2.1	Modèles de Climat	46
2.1.1	Les exercices d'intercomparaison des modèles couplés CMIP5 et CMIP6	46
2.2	Données de validation	56
2.3	Outils statistiques	62
3	<i>Caractérisation du SMUS et son évolution future dans les modèles de climat</i>	67
3.1	Introduction générale sur le changement climatique	67
3.2	Réponse des upwellings côtiers au changement climatique . .	72
3.3	Caractérisation du système d'upwelling sénégaloma- uritanien dans les CMIP5 et son évolution dans le futur (Article publié dans Climate Dynamics)	74
3.4	Characterization and evolution of the vertical oceanic strat- ification in the CMIP5 models	106
3.4.1	Stratification in the CMIP5 models over the SMUS region	106
3.4.2	Evolution of ocean stratification under the climate change	112
3.5	Bakun's hypothesis revisited in the SMUS	116
3.6	Évolution de la durée de l'upwelling	123
3.7	Analyse du SMUS dans les modèles CMIP6	124
3.7.1	État moyen	124

3.7.2	Les indices de signature thermique du SMUS	128
3.7.3	L'indice dynamique (le transport d'Ekman)	131
3.7.4	Évolution du SMUS dans les modèles CMIP6 sous l'effet du changement climatique	133
3.8	Conclusion	136
4	<i>Variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS</i>	139
4.1	Introduction	139
4.2	Modulations inter-annuelles à décennales du SMUS	142
4.2.1	Indices de la signature thermique de l'upwelling . . .	143
4.2.2	Indices dynamiques de l'upwelling	151
4.3	Corrélation entre les indices	156
4.3.1	Échelle inter-annuelle	156
4.3.2	Échelle décennale	162
4.4	Autocorrélation et analyse spectrale des indices	167
4.5	Lien entre la NAO et le SMUS	169
4.5.1	Corrélation entre la NAO et les indices d'upwelling .	173
4.6	Lien entre le SMUS et la mousson ouest africaine	176
4.6.1	Corrélation entre les indices d'upwelling et les précipitations au Sahel	178
4.6.2	Modulations décennales de la position de la ZCIT .	182
4.6.3	Lien entre AMV et le SMUS	185
4.7	Conclusion	191
5	<i>Conclusions, Limites et Perspectives de cette étude</i>	193

5.1	Conclusion	193
5.2	Limites et perspectives de cette étude	196
A	Annexe	201
	Bibliographie	243

Liste des figures

1.1	Concentration moyenne de chlorophylle-a en surface (mg/m ³) de [2002-2013] à partir des données Aqua MODIS (en couleur) et les vents Quikscat (vecteurs) de [1999-2009]. Les quatre principaux EBUSs sont indiqués par les rectangles: le système de la <i>Californie</i> , <i>Humboldt</i> , <i>Canaries</i> et <i>Benguela</i> ((Wang et al., 2015)). La circulation de chaque EBUSs est représentée par les cartes en noir et blanc (extrait de Pegliasco 2015).	24
1.2	Carte schématique montrant la localisation des 3 zones d'upwelling dans le système des Canaries et les principaux courants (en bleu clair, les courants de surface, en bleu foncé les courants de fond), la zone frontale (ligne pointillée) entre les masses d'eau (NACW, North Atlantic Central Water ; SACW: South Atlantic Central Water; AC: Azores Current; CanC: Canary Current) (Aristegui et al., 2009).	30
1.3	Température de surface de la mer, produit level 3 (résolution 4 km) du satellite EOS, composite 8 jours des observations journalières après restitution de la SST à partir des mesures spectrales Infra-Rouge Thermique du capteur MODIS (fin de période: 21 mars 2015) (Faye et al., 2015).	33
1.4	Circulation dans la couche d'Ekman de surface dans l'hémisphère nord associée à l'effet du vent (http://www.ifremer.fr/lpo/thuck/isen/isen4.pdf).	37
1.5	Représentation schématique du mécanisme de remontée d'eau côtière. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large (flèche grise). Par effet de continuité, des masses d'eau profondes remontent au niveau de la côte (flèche rouge). Le gradient côte-large de vents parallèles à la côte quand à lui crée un rotationnel du vent qui permet localement des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches jaunes) (Rykaczewski and Checkley, 2008). . .	39

1.6	Tirée de la thèse de Ali Bel Madani 2009: Section verticale perpendiculaire à la côte des courants moyens parallèles à la côte (m/s) et de la température moyenne ($^{\circ}C$) simulés par le modèle ROMS ([Shchepetkin et McWilliams, 2005] à $10^{\circ}S$) près de la côte centrale du Pérou. Les couleurs et les contours noirs représentent les courants. Les lignes continues (resp. pointillées) représentent les valeurs positives (resp. négatives), c'est à dire les flux dirigés vers l'équateur (resp. vers le pôle sud). Les contours blancs représentent la température (l'intervalle est de $1^{\circ}C$). L'axe des abscisses (resp. l'axe des ordonnées) représente la distance depuis la côte (resp. la profondeur) et les unités correspondantes sont le km (resp. le mètre)	40
2.1	Climatologie de la composante méridionale de la tension du vent τ_y en fonction de la latitude dans une simulation historique [1985-2005] du modèle IPSL-CM5A-LR disponible dans la base de données CMIP5 (panneau a). Climatologie de la tension du vent calculée à partir du vent de surface issu de la même simulation avec trois coefficients de frottement $10^3 C_d=1.14$ (eq.9), panneau (b), $C_d=0.0011$ (eq.11) panneau (c) et $10^3 C_d=0.061+0.063V$ (eq.12) panneau (d)	49
2.2	Comparaison de l'indice de transport d'Ekman calculé dans la réanalyse NOAA-20CR v2 et ERA20C et les données de Quikscat (2000-2008) et Tropflux (1979-2017)	61
3.1	Bilan énergétique moyen pour la période de mars 2000 à mai 2004 (en W/m^2) de la terre. Les larges flèches indiquent le flux schématique de l'énergie en proportion de leur importance (Trenberth et al., 2009)	68
3.2	Pourcentage d'émission de dioxyde de carbone par habitant de chaque régions du globe pour l'année 2011	71
3.3	(a): Évolution projetée de la température en surface pour la fin du 21 ^e siècle [2080-2099] par rapport à la période [1980-1999], selon les projections moyennes obtenues avec plusieurs modèles de climat de la base CMIP3 (Source: GIEC 2007). (b): Représentation schématique du mécanisme d'intensification d'un upwelling côtier. Les flèches orange représentent les vents parallèles à la côte et leur intensité au présent et au futur est illustrée par la taille de la flèche. Les flèches en bleu décrivent le transport d'Ekman à la côte avec son intensification dans le futur illustré par la grande flèche (Bakun et al., 2010)	73

3.4	Vertical distribution of temperature ($^{\circ}C$) averaged over the latitudinal band of senegalo-mauritanian region ($[12^{\circ}N-20^{\circ}N]$) and during the upwelling season (November to May). The first panel shows the temperature computed from ISAS over the available period [2002-2012] and the second panel correspond to SODA over the historical period [1985-2005]. The other panels show the CMIP5 models and the MMM (last panel) computed over [1985-2005]. The x-axis shows the longitude ($[15^{\circ}W-30^{\circ}W]$) and the y-axis is the depth between surface to 200m. The two models for which temperature data was not available for the historical period (FIO-ESM and LASG-IAP) are marked by an empty panel.	107
3.5	Vertical temperature profiles ($^{\circ}C$) averaged over the SMUS region ($12^{\circ}N-20^{\circ}N$ and $16^{\circ}W-20^{\circ}W$) and from November to May in the observations, reanalyses and CMIP5 models. The profiles are averaged over the historical period [2002-2012] (ISAS, black solid curve), SODA (black dashed curve) and CMIP5 models (blue curve) over [1985-2005]. The red curve represented the evolution of the temperature profiles in the future period [2080-2100]. The x and y axis correspond to the temperature and depth values respectively.	109
3.6	Slope of thermocline averaged over the SMUS region and computed as the difference of temperature between 75m and 25m depth from November to May over [2002-2012] for ISAS and [1985-2005] for SODA (highlighted in black). The other bars correspond to the individual models and the MMM (highlighted in magenta) over [1985-2005]	110
3.7	Slope the thermocline averaged over the nSMUS (panel a), sSMUS (panel b) and computed as the difference of temperature between 75m and 25m depth from November to May over [2002-2012] for ISAS and [1985-2005] for SODA (highlighted in black). The other bar correspond to the individual models and the MMM (highlight in magenta) over [1985-2005]	111
3.8	Projected changes (in %) of the thermocline slope computed as shown in Fig.3.6 and averaged over the SMUS region. The changes are estimated as the difference between the future [2080-2100] and the historical [1985-2005] period and the percentage is estimated with respect to the historical value averaged over the upwelling season (November- May). Models for which temperature data was not available for the RCP8.5 scenario are marked by a empty space. The right column (in magenta) shows the percentage of change of the multi-model mean. The black whisker bars indicate the 95% confidence interval slope MMM.	113

3.9	Projected changes (in %) of the thermocline slope computed as shown in Fig.3.6 and averaged over the nSMUS (panel a) and sSMUS (panel b). The changes are estimated as the difference between the future [2080-2100] and the historical [1985-2005] period and the percentage is estimated with respect to the historical value averaged over the upwelling season (November- May). Models for which temperature data was not available for the RCP8.5 scenario are marked by a empty space. The right column (in magenta) in the both panels shows the percentage of change of the MMM and the black whisker bars indicate the 95% confidence interval slope.	114
3.10	Annual mean sea level pressure SLP (color, hpa) in the northeastern tropical Atlantic, surface air temperature T_{as} ($^{\circ}C$) (black contours) and the sea surface wind (vectors) from ERAI reanalysis and averaged from November to May over the period [1985-2005] . . .	116
3.11	Land-ocean difference of T_{as} ($^{\circ}C$, panel a) and SLP (hpa, panel b) from ERAI and NCEP reanalyses (highlighted in black), the multi model mean MMM (in magenta) and the CMIP5 models (other panels) averaged between the land box ($10^{\circ}W-16^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$) and the ocean box ($22^{\circ}W-30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$) and from November to May over [1985-2005]. The dark blue column in both panels correspond to the model for which neither the T_{as} and SLP was available (CESM1-CAM5-1-fv2). The red dots on panel (a) correspond to the month where the T_{as} gradient is negative	118
3.12	Seasonal (November-May) variation of T_{as} gradient over the senegalo-mauritanian upwelling system (T_{as} land [$10^{\circ}W-16^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] minus T_{as} over the ocean [$22^{\circ}W-30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$]) derived from ERAI, NCEP and the CMIP5 models during the historical period [1985-2005].	120
3.13	Projected changes (in %) of T_{as} (panel a) and SLP (panel b) gradient averaged over the land box [$10^{\circ}W-16^{\circ}W$, $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] and the ocean box [$22^{\circ}W-30^{\circ}W$, $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] and from November to May. The changes are computed as the difference between [2080-2100] and [1985-2005] period. The percentage is estimated with respect to the historical value. Positive (negative) values show a increase (decrease) of this gradient. The panel a (dark blue bars) shows the projected changes of T_{as} gradient and panel b (light blue bars) the projected changes of SLP . The right column (in magenta) shows the percentage change of MMM. The black whiskers bars on both panel indicating the 95% confidence level on T_{as} and SLP gradient change respectively.	121
3.14	Wintertime change of land SLP averaged over the land box [$10^{\circ}W-16^{\circ}W$, $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] (grey bars) and over the ocean box [$22^{\circ}W-30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] (red bars). This change is estimated as the difference between the future period [2080-2100] and the historical period [1985-2005]. The blue and black whisker bars indicate the 95% confidence interval of land and ocean SLP change respectively.	122

3.15	Évolution mensuelle de la durée de l'upwelling sénégal-mauritanien de la MMM des modèles CMIP5. Panel (a): la température de surface moyennée dans la région sud du SMUS [$12^{\circ}N$ - $15^{\circ}N$ - $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$] au présent [1985-2005] (bleu) et au futur [2080-2100] (rouge). Les courbes noires [1985-2005] et vertes [2080-2100] correspondent aux SST dans la région nord du SMUS [$16^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ - $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$]. Panel (b) représente l'évolution de la durée du SMUS dans ces deux zones (nord et sud) pour l'indice de la différence de SST large côte.	123
3.16	Biais moyen de SST de la moyenne multi-modèle des modèles CMIP5 ($^{\circ}C$) calculé sur la période [1985-2005]. Les biais sont calculés comme la différence entre la MMM et ERSSTv3b	125
3.17	Biais moyen de SST ($^{\circ}C$) des modèles CNRM-CM5 et IPSL-CM5 de la base CMIP5 et CNRM-CM6 et IPSL-CM6 de la base CMIP6. Pour chaque modèle un seul ensemble est choisi sur la période historique [1950-2005]. Les biais sont calculés comme la différence entre la SST de chacun des modèles et ERSSTv5 (figure tirée de la présentation d'Emilia Sanchez Gomez à l'atelier CMIP6 Bordeaux 2019, http://climeri-france.fr/atelier-cmip6-presentations/)	127
3.18	Amplitude du cycle saisonnier de la SST ($^{\circ}C$) dans l'Atlantique tropical nord-est au cours de la période [1985-2005] avec les données HadISST, ERSSTv3b (encadré en noir) et pour les simulations de la base CMIP5 (encadré en bleu) et CMIP6 (encadré en rouge). Les barres noires sur la donnée de validation HadISST montrent l'étendue de la latitude de la région du SMUS.	128
3.19	Moyenne climatologique du gradient de SST ($^{\circ}C$) entre le large et la côte [1985-2005], moyennée sur toute la bande latitudinale de la région du SMUS. Les 2 premiers panneaux (encadré en noir) représentent les observations (HadISST et ERSSTv3b), les 5 seconds panneaux (encadré en bleu): les modèles français CNRM et IPSL de la base CMIP5 et les 3 derniers panneaux (encadré en rouge): les nouveaux modèles français de la base CMIP6. Les valeurs positives (négatives) correspondent à un upwelling (downwelling).	130
3.20	Moyenne climatologique de [1985-2005] du transport d'Ekman ($m^2.s^{-1}$) à la côte moyennée sur la latitude [$12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. Voir Fig.3.19 pour l'interprétation des différents panneaux encadrés par les rectangles noir, bleu et rouge. Les valeurs positives (négatives) correspondent à un upwelling (downwelling).	132

3.21	Projections des indices thermiques moyennés dans toute la région du SMUS [$12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$]. Les barres en bleu foncé montrent les changements projetés par UI_{sst}^{seas} et ceux en bleu clair les changements dans le futur de UI_{sst}^{cross} moyennés de novembre à mai. Les changements sont estimés comme la différence entre la période future [2080-2100] et la période historique [1985-2005]. Le pourcentage de changement est donné par rapport à la valeur historique.	134
3.22	Projections du transport d'Ekman intégré sur toute la latitude [$12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$] et moyenné de novembre en mai. Les changements sont estimés comme la différence entre la période future [2080-2100] et la période historique [1985-2005]. Le pourcentage de changement est donné par rapport à la valeur historique.	135
4.1	Variabilité de l'amplitude du cycle saisonnier de la SST d'ERSSTv3b [1854-2017] moyennée dans la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. La courbe bleu représente la variabilité brute, la courbe noire: la variabilité décennale et la courbe rouge la variabilité inter-annuelle.	144
4.2	Variabilité inter-annuelle des indices UI_{sst}^{seas} (a) et UI_{sst}^{cross} (b) calculés à partir des données de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 [1854-2017] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. La variabilité inter-annuelle est ici définie comme le résidu entre la série temporelle brute et le signal basse fréquence (section 4.2.1 pour plus de détails). Les panneaux du haut montrent les corrélations sur des fenêtres glissantes de 51 ans entre HadISST et ERSSTv3b (courbe en bleu), HadISST et ERSSTv5 (en gris) et ERSSTv3b ERSSTv5 (en marron). La valeur de cette corrélation est tracée au point central de chaque fenêtre. La significativité des corrélation à 95% de confiance selon le test de student est marquée par les astérisques sur les courbes de corrélations.	145
4.3	Évolution temporelle de l'anomalie des indices thermiques UI_{sst}^{seas} (a) et UI_{sst}^{cross} (b) à l'échelle de temps décennale. Les indices sont calculés à partir de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 [1854-2017]) moyennés entre novembre-mai sur la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. Cette variabilité basse fréquence est obtenue par un filtre sur 10 points des séries brutes. Le nom de chaque jeu de données est indiqué sur le panneau correspondant. Les panneaux (c) et (d) donnent les corrélations glissantes sur 51 années de ces indices thermiques à l'échelle décennale entre HadISST et ERSSTv3b (courbe en bleu), HadISST et ERSSTv5 (en gris) et ERSSTv3b ERSSTv5 (en marron). Les astérisques sur ces courbes indiquent la significativité de ces corrélations glissantes à 95% de confiance selon le test de student à (n-2)/5 degré de liberté avec n=longueur de la fenêtre glissante (51 années, voir section statistique pour plus de détails).	148

4.4	Modulations décennales de la SST à la côte (en trait plein) et au large avec les points océaniques distants de 5° longitude (courbes en pointillé) et de 10° (courbes en astérisque) des points côtiers calculés à partir de HadISST [1870-2016] (courbe noire), ERSSTv3b (courbe bleu) et ERSSTv5 (courbe grise) sur la période [1854-2017] et moyenné durant la saison de l'upwelling.	150
4.5	Variabilité inter-annuelle de la divergence côtière (a) et du pompage d'Ekman (b) calculés à partir des réanalyses atmosphériques de NOAA-20CR v2 [1871-2012] et ERA20C [1900-2010] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS [16°W- 20°W et 12°N- 20°N]. Les panneaux du haut donnent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices issus des deux réanalyses. Voir Fig.4.2 pour la définition des astérisques.	152
4.6	Évolution temporelle de l'anomalie de la divergence côtière (panel a) et du pompage d'Ekman (panel b) calculés à partir des réanalyses atmosphériques de NOAA-20CR v2 [1871-2012] et ERA20C [1900-2010] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS. Cette variabilité basse fréquence est obtenue par un filtre passe bas de 10 points sur les séries brutes. Les panneaux c et d donnent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices. Voir Fig.4.3 pour la définition des astérisques.	153
4.7	Séries normalisées des indices thermiques (UI_{sst}^{seas} et UI_{sst}^{cros}) moyennées durant la saison d'upwelling (novembre à mai) à l'échelle de temps inter-annuelle pour HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 de [1854-2017]. La bande grise permet de masquer la période du 19 ^e siècle qui ne fera pas partie de l'interprétation à cause d'une trop forte incertitude sur les données (Fig. 4.2). Les panneaux du haut correspondent aux corrélations glissantes sur des fenêtres de 51 années entre les deux indices thermiques pour HadISST(courbe noire), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (en marron). La significativité des corrélation à 95% de confiance est marquée par des astérisques sur les courbes de corrélations.	157
4.8	Variabilité à l'échelle de temps inter-annuelle de UI_{sst}^{seas} des jeux de SST et des indices dynamiques (UI_{wind}^{div} et UI_{wind}^{suc}) de la NOAA-20CR v2 (panneaux a et b). Les panneaux c et d sont similaires aux panneaux précédents avec les indices dynamiques calculés à partir d'ERA20C. Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indice dynamiques sur la période 1871-2012 et 1900-2010 pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe en noir), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Référence Fig.4.7 pour la définition de la bande grise et des astérisques sur les courbes de corrélation.	159

-
- 4.9 Variabilité à l'échelle inter-annuelle de UI_{sst}^{cross} des jeux de SST et les indices dynamiques de UI_{wind}^{div} (a) et UI_{wind}^{suc} (b) de la NOAA-20CR v2 et ERA20C (panneaux c et d) moyennés sur la période de l'upwelling (novembre à mai). Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indices dynamiques sur la période 1871-2012 et 1900-2010 pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe en noir), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Référence Fig.4.7 pour la définition de la bande grise et des astérisques sur les courbes de corrélations. 161
- 4.10 Séries normalisées des indices thermiques: UI_{sst}^{seas} (courbes noir, bleu et marron) et UI_{sst}^{cross} (courbes grise orange et vert) moyennés durant la saison d'upwelling (novembre à mai) et filtrés à l'aide d'une moyenne mobile sur 10 années. Les indices sont calculés à partir des données de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 de [1854-2017]. Les panneaux du haut correspondent aux corrélations glissantes sur des fenêtres de 51 années entre les deux indices thermiques pour HadISST (courbe noir), ERSSTv3b (bleue) et ERSSTv5 (marron). 162
- 4.11 Variabilité décennale de UI_{sst}^{seas} des jeux de SST et des indices dynamiques (UI_{wind}^{div} et UI_{wind}^{suc}) de la NOAA-20CR v2 (panneaux a et b). Les panneaux c et d sont similaires aux panneaux précédents avec les indices dynamiques calculés à partir d'ERA20C. Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indices dynamiques sur la période [1871-2012] et [1900-2010] pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe noire), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Ref Fig. 4.3 pour la définition des astérisques. 164
- 4.12 Autocorrélation des indices thermiques basés sur ERSSTv3b (panel a) et les indices dynamiques (panel b) de la NOAA-20CR v2 sur la période [1950-2012]. Les points sur les courbes déterminent la significativité statistique des coefficients de corrélation à 95% de confiance selon le test de student. 167
- 4.13 Analyse spectrale des indices thermiques (panel a) d'ERSSTv3b et dynamiques (panel b) de la NOAA-20CR v2 sur la période [1950-2012]. Les barres verticales indiquent le degré de confiance à 95%. 167
- 4.14 Régression linéaire des anomalies de vent (panel a, $CI=2.10^{-3}Pa/m$) et de la SST (panel b, $CI=0.1K$) sur l'indice de la NAO. Les données de SST, de vent et de SLP proviennent de la réanalyse NCEP-NCAR sur la période 1958-1998 (extrait de (Marshall et al., 2001)). 170

4.15	Panel a: Première EOF de la SLP en hiver (DJFM) sur la période [1950-2012] de la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR v2 dans l'Atlantique nord [$20^{\circ}N-70^{\circ}N$ et $100^{\circ}W-20^{\circ}E$]. La composante principale du premier mode de variabilité représente la structure de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO: North Atlantic Oscillation, courbe bleu du panel b) et est comparée avec la différence des anomalies de SLP normalisées (courbe noire) entre Lisbonne: (point magenta aux Açores) et Stykkisholmur: (point rouge sur l'Islande). La courbe bleu en gras représente la série filtrée sur 10 points de l'indice de la NAO associé à la composante principale du premier mode de variabilité	171
4.16	Variabilité à l'échelle inter-annuelle des indices thermiques (HadISST et ERSSTv3b, panneaux a et b), dynamiques (vent de NOAA-20CR, panels c et d) et l'indice de la NAO (Fig.4.15). Les valeurs sur les panneaux représentent les corrélations sur la période [1950-2008] avec l'astérisque indiquant la significativité de ces valeurs à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations en fonction du décalage de temps (en année entre l'indice de la NOA et les indices d'upwelling). Seuls les décalages de temps positifs, pour lesquels le signal de la NAO précède celui de l'upwelling sont montrés.	174
4.17	Carte de corrélation sur la période [1950-2012] entre les anomalies de SLP moyennées de décembre à mars et (UI_{sst}^{seas} (panel a), UI_{sst}^{cross}) (panel b) d'ERSSTv3b. Panels c et d montrent les corrélations entre ces anomalies de SLP et les indices dynamiques (transport et pompage d'Ekman respectivement) de la NOAA-20CR. Les points noirs représentent la significativité statistique à 95% de confiance des corrélations spatiales.	176
4.18	Diagramme mois/année des indices dynamiques basés sur les vents de la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR v2 [1871-2014] et intégrés sur toute la région du SMUS. Les courbes des panneaux du haut montrent la variabilité décennale des anomalies de précipitations sahéliennes en JAS de CRU [1901-2016]. Les rectangles en bleu (rouge) montrent les périodes humides (sèches) au Sahel.	178
4.19	Variabilité à l'échelle décennale des précipitations CRU (1901-2016) moyennées entre juillet et septembre dans la région sahélienne ($10^{\circ}N-18^{\circ}N$ et $15^{\circ}W-30^{\circ}E$) et les indices thermiques d'ERSSTv3b (1901-2016) (panneaux a et b) et dynamiques de la NOAA-20CR v2 (1901-2012), (panneaux c, d) moyennés entre novembre et mai dans la région du SMUS ($12^{\circ}N-20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W-20^{\circ}W$). La valeur sur chaque panneau correspond aux corrélations moyennes sur la période 1950-2008 entre l'upwelling hivernal suivant la mousson. L'astérisque à droite de chaque valeur indique la significativité statistique des corrélations à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices d'upwelling et les précipitations sahéliennes. Ref Fig. 4.3 pour la définition des astérisques.	180

4.20	Modulations décennales en JAS des précipitations CRU [1901-2016], NOAA-20CR [1871-2012] et les précipitations CRU (Villamayor et al., 2018) [1854-2000] moyennées dans la zone sahélienne [$10^{\circ}N$ - $18^{\circ}N$ et $15^{\circ}W$ - $30^{\circ}E$]. Les corrélations sont calculées sur la période [1901-2000]. L’astérisque à droite des coefficient donne la significativité statistique à 95% de confiance.	183
4.21	Modulations décennales de la position hivernale (novembre à mai) de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Cette position est obtenue avec les précipitations reconstruites de (Villamayor et al., 2018) (1851-2000). Elle correspond à la latitude du centroïde des précipitations moyennes dans la bande tropicale [$20^{\circ}N$ - $20^{\circ}S$]. Les traits en bleu (rouge) correspondent aux décennies humides (sèches) de [1863-1983 et 1948-1963] (1970-1990) marquant respectivement le 19 ^e et le 20 ^e siècle.	185
4.22	Variation de l’indice de l’AMV reproduit par les données de SST d’ERSSTv3b sur la période [1854-2017]. Il est obtenu après un filtre de 10 années appliqué sur la moyenne des SST dans l’Atlantique nord [$0 - 60^{\circ}N$ et $0 - 80^{\circ}W$] à laquelle la tendance linéaire a été retranchée. Le panneau du haut montre la courbe d’auto-corréation de L’AMV. Les points sur les courbes indiquent la significativité statistique des coefficients de corrélation à 95% de confiance selon le test de student.	187
4.23	Variabilité à l’échelle décennale des indices thermiques (panneaux a et b) d’ERSSTv3b [1854-2017], les indices dynamiques (panneaux c et d) de NOAA-20CR v2 [1871-2012] moyennés entre novembre-mai dans la région du SMUS [$12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$] et de l’indice de l’AMV. La valeur sur chaque panneau correspond aux corrélations moyennes sur la période [1950-2008] entre ces indices et l’AMV. L’astérisque à droite de chaque valeur indique la significativité statistique des corrélations à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations en fonction du décalage temporel entre l’AMV et les indices sur la période [1950-2008]. Seuls les décalages de temps positifs, pour lesquels le signal de l’AMV précède celui de l’upwelling sont montrés.	189

Liste des Tableaux

2.1	Liste des simulations de la base CMIP5 utilisées dans cette étude. La 2 ^e et la 3 ^e colonne listent les variables qui sont disponibles et utilisées pour chaque simulation: température de surface de la mer (sst), la tension de vent (wind stress), la hauteur de la mer (ssh, appelée zos dans la base CMIP5), la profondeur de la couche de mélange (mld, appelée omlmax dans CMIP5), le flux vertical de transport de la masse d'eau (wmo), la pression de surface (slp), précipitation (pr), les composantes zonale et méridienne du vent de surface (uas and vas).	54
4.1	Écart-types des fluctuations inter-annuelles des indices thermiques calculés à partir de HadISST, des versions d'ERSST sur la période [1900-2012] et des indices dynamiques de la NOAA-20CR v2 et d'ERA20C sur [1900-2010].	145
4.2	Coefficients de corrélation calculés entre les différents jeux de données de SST (HadISST, ERSSTv3b et ERSSTv5) calculés sur la période [1900-2012] pour les indices thermiques (lignes 1 à 3) et entre les données de vents (NOAA-20CR et ERA20C) pour les indices dynamiques (dernière ligne) à l'échelle de temps inter-annuelle sur la période [1900-2010]. L'astérisque à droite de ces corrélations indique la significativité statistique à 95% selon le test de student.	146

4.3	Coefficients de corrélation entre les différents jeux de données de SST (HadISST, ERSSTv3b et ERSSTv5) calculés sur la période [1900-2012] pour les indices thermiques (ligne 1 à 3) et entre les données de vents (NOAA-20CR et ERA20C) pour les indices dynamiques (dernière ligne) à l'échelle de temps décennale sur la période [1900-2010]. Référence Tableau 4.2 pour l'interprétation des astérisques.	149
4.4	Coefficients de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps inter-annuelle sur la période [1900-2010]. L'astérisque à droite de ces valeurs indique le degré de significativité statistique à 95% selon le test de student.	158
4.5	Coefficient de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps décennale sur la période 1900-2010. L'astérisque à droite de ces valeurs indique la significativité statistique à 95% selon le test de student.	163

Introduction

La terre est recouverte à 70% par les océans qui jouent un rôle essentiel dans la régulation du climat global et assurent à l'homme de nombreuses ressources. Dans certaines régions océaniques, le transport de masse vertical des couches profondes vers la surface est particulièrement marqué. Ces zones sont appelées upwelling en anglais (up=montée et well=source) ou résurgence de surface en français. Les upwellings peuvent être classés en deux types: les upwellings dans l'océan ouvert qui ont lieu dans les régions équatoriales et au centre des systèmes de basse pression dans les régions subpolaires et les upwellings côtiers qui se produisent principalement au niveau des bords Est des océans Pacifique et Atlantique dans les régions adjacentes des centres de haute pression des régions subtropicales. Ils sont situés le long des côtes ouest des continents américain et africain et portent le nom des courants qui y sont associés. Il s'agit donc du système de Humboldt le long de l'Amérique du Sud, de la Californie en Amérique du Nord, celui des Canaries le long de la péninsule Ibérique puis de la côte nord-ouest de l'Afrique jusqu'au Sénégal, et enfin le système du Benguela entre l'Afrique du Sud et l'Angola (ref [Fig.1.1](#) chap:1). Ils sont souvent appelés upwellings de bord Est ou EBUSs (Eastern Boundary Upwelling Systems). Ils ne représentent que 1% de la superficie totale des océans, mais alimentent une grande partie (20%) de la pêche mondiale (Ryther, 1969); (Pauly and Christensen, 1995).

La dynamique des upwellings côtiers est associée à un vent dominant soufflant vers l'équateur qui transporte les eaux de surface vers le large. Par conservation de la masse, ce processus d'upwelling induit une remontée des eaux profondes. Ce mouvement ascendant amène depuis les profondeurs intermédiaires de 50 à 200 m vers la surface de l'océan des eaux froides et riches en nutriment qui permettent le développement des écosystèmes océaniques (Sverdrup, 1938). Une fois dans les couches superficielles éclairées, ces nutriments permettent en effet un important développement d'organismes photosynthétiques (le phytoplancton). Cette production de phytoplancton constitue la base de la chaîne alimentaire et fait des systèmes d'upwelling des zones fortement productives en ressources halieutiques et en terme de pêche pour les populations riveraines.

La présente thèse porte plus particulièrement sur le système d'upwelling sénégal-mauritanien (SMUS: senegalo-mauritanian upwelling system). Il constitue la partie sud du système des Canaries et est caractérisé par un upwelling qui a lieu en hiver et au printemps. Au Sénégal, et notamment au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang de l'UCAD, le développement en cours d'une plateforme de modélisation et d'observations du SMUS (bouées dérivantes, observations satellitaires, modèles océaniques et atmosphériques) permet d'entreprendre une étude dynamique et thermodynamique de cet upwelling (Faye et al., 2015); (Ndoye et al., 2014); (Kounta et al., 2018)).

Soumises saisonnièrement aux alizés de nord-est, les côtes du Sénégal et de la Mauritanie connaissent d'importantes remontées d'eaux profondes riches

en nutriments et importantes pour développement des écosystèmes marins comme décrit plus haut. Cette forte productivité biologique dont dépendent de nombreuses communautés de pêcheurs connaît une importante variabilité saisonnière. En effet dans cette région la force et la position du vent sont fortement influencées par la migration latitudinale de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et de la zone de hautes pressions des Açores qui y est associée. Ces systèmes atteignent leur position la plus au nord et la plus au sud en été et en hiver boréal respectivement. Ceci génère un vent saisonnier et des fluctuations de la température de surface de l'océan (SST: Sea surface Temperature) (Mittelstaedt, 1991); (Nykjær and Van Camp, 1994) associés au développement de l'upwelling en hiver et de la mousson en été.

Aujourd'hui les upwellings sont soumis aux effets du réchauffement climatique en plus de la surexploitation des ressources marines. Pour assurer la durabilité de la pêche et une meilleure gestion des ressources halieutiques il est nécessaire de connaître le comportement de l'upwelling sous l'effet du changement climatique et aussi sa variabilité naturelle et interne. Ce sujet sera traité dans cette thèse.

Le devenir des upwellings côtiers sous l'effet du changement climatique a récemment reçu beaucoup d'attention. Depuis les années 1990, la thèse adoptée par une grande partie de la communauté scientifique affirme que ces phénomènes s'intensifieront. C'est l'hypothèse de (Bakun, 1990). L'idée est que la différence de réchauffement entre le continent et l'océan accélèrent les vents côtiers, qui à leur tour renforcent les upwellings, refroidissant ainsi

les eaux de surface. Cependant d'autres études basées sur des observations ou réanalyses ne supportent pas cette hypothèse (Gómez-Gesteira et al., 2008); (Barton et al., 2013). Le devenir de ces systèmes face au changement climatique reste donc une question ouverte.

Mes travaux sur le SMUS peuvent être structurés en 5 chapitres:

-Le chapitre 1 propose un rappel de la dynamique des EBUSs et son importance dans la production des écosystèmes marins. On décrira brièvement les systèmes de la Californie, du Humboldt, du Benguela et on passera en détails aux spécificités du système des Canaries. La suite de ce chapitre sera consacrée au système d'upwelling sénégal-mauritanien pour lequel on décrira les éléments connus de sa dynamique, sa saisonnalité et son importance pour le secteur de la pêche.

-Le chapitre 2 passera en revue les différents modèles de la base CMIP5 et CMIP6 utilisés dans cette étude ainsi que les données d'observations et de réanalyses utilisées pour valider les résultats de ces modèles. Nous terminerons par la description des différentes méthodes statistiques appliquées dans cette étude afin d'appuyer la robustesse de nos résultats.

-Le chapitre 3 est consacré à la caractérisation du SMUS dans les modèles de climat et de sa réponse au changement climatique. Nous commencerons par rappeler l'origine du changement climatique. Ensuite, sous la forme d'un article publié, nous décrirons les indices thermiques et dynamiques utilisés pour décrire ce phénomène dans les modèles de climat et quantifierons leur réponse au changement climatique sous le scénario

RCP8.5 (Representative Concentration Pathway).

Cependant l'upwelling côtier n'est pas seulement associé à l'effet du vent et sa représentation ne peut être basée uniquement sur les variables de surface (SST et tension du vent). Nous approfondirons donc l'analyse de la signature océanique de l'upwelling, via la stratification. Enfin l'analyse de la signature atmosphérique grande échelle responsable de ces changements nous permettra de revisiter l'hypothèse de (Bakun, 1990).

-Dans le chapitre 4 on s'intéressera aux modulations de l'intensité du SMUS aux échelles de temps inter-annuelles à décennales au cours des 100 dernières années environ. Nous utilisons pour cela, des données de reconstruction et des réanalyses disponibles sur cette période. Vue l'influence potentielle de la variabilité décennale de la migration saisonnière de la ZCIT, dont on sait qu'elle module aussi l'intensité de la mousson ouest africaine, on explorera le couplage entre la variabilité décennale des deux systèmes (upwelling et mousson) indispensables à la vie quotidienne des sénégalais

-Le chapitre 5 conclura cette thèse. Il en rappellera tout d'abord le contexte scientifique. Puis nous résumerons et discuterons les principaux résultats obtenus dans les chapitres précédents tout en soulignant leurs limites. On dégagera enfin des perspectives afin de poursuivre ce travail de recherche.

Chapitre 1

Généralités sur les systèmes d'upwelling côtiers

1.1 Description des quatre systèmes d'upwelling côtiers

L'océan mondial présente des régions distinctes où le transport de masse vertical des couches les plus profondes vers la surface est particulièrement intense. Ces zones sont importantes car elles offrent un moyen de transport des masses d'eau riches en nutriments dans les couches biologiquement plus actives où se produit la production primaire. Ils sont donc importants pour les cycles biogéochimiques mondiaux. Ces upwellings côtiers sont situés dans les deux hémisphères le long des côtes ouest des continents bordant les deux principaux bassins océaniques (Pacifique et Atlantique). Dans ces régions soufflent les alizés qui sont des vents réguliers venant du Nord-Est dans l'hémisphère Nord et du Sud-Est dans l'hémisphère Sud. Ces vents qui sont associés aux systèmes de haute pression subtropicaux semi-permanents (anticyclone du Açores et anticyclone de Saint Hélène dans l'océan Atlan-

tique, l'anticyclone du pacifique nord et sud dans l'océan Pacifique) induisent une remontée vers le haut d'eaux froides et nutritives. Il existe ainsi quatre grands systèmes d'upwelling côtiers dans le monde tels que le système de la Californie, du Humboldt, du Benguela et des Canaries (Fig.1.1).

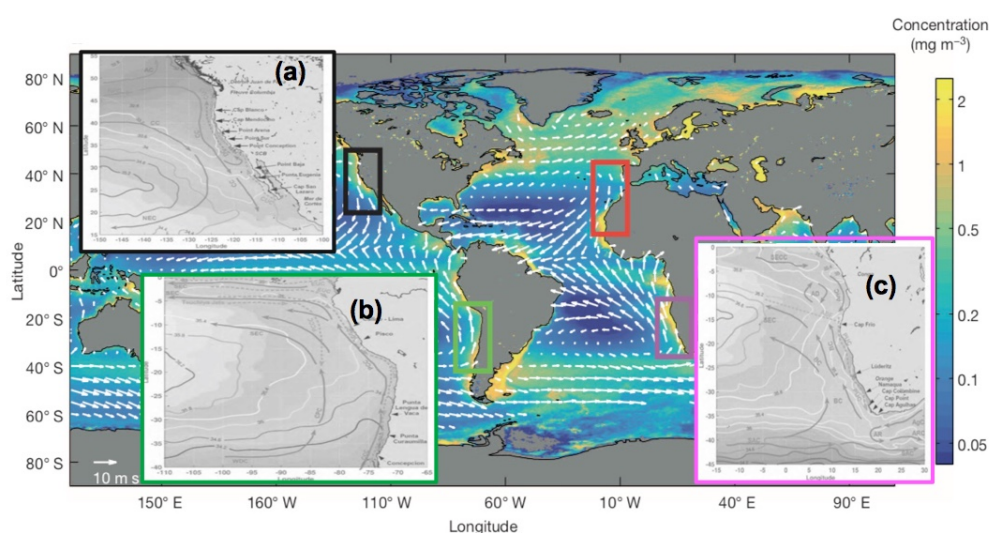


Figure 1.1: Concentration moyenne de chlorophylle-a en surface (mg/m^3) de [2002-2013] à partir des données Aqua MODIS (en couleur) et les vents Quikscat (vecteurs) de [1999-2009]. Les quatre principaux EBUSs sont indiqués par les rectangles: le système de la *Californie*, *Humboldt*, *Canaries* et *Benguela* ((Wang et al., 2015)). La circulation de chaque EBUSs est représentée par les cartes en noir et blanc (extrait de Pegliasco 2015).

1.1.1 Le système de la Californie

L'upwelling de la Californie (CALUS: California Upwelling System en anglais) situé sur la façade ouest des États-Unis s'étend environ de $22^\circ N$ à $50^\circ N$. Il est le système d'upwelling côtier le plus observé au monde. En effet, les années 1940 ont été marquées par l'effondrement du stock

de sardines. Ce constat a interpellé la communauté scientifique de la Scripps Institution of Oceanography (San Diego, CA) qui a entrepris le programme CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) d'échantillonnage des propriétés physiques et biogéochimiques de la région, sur une grille recouvrant une centaine de stations. Cette grille a été et est encore échantillonnée en moyenne 4 fois par an et aujourd'hui une longue série temporelle d'environ 60 ans est disponible. L'effort d'échantillonnage du CALUS a été complété au nord et au sud par d'autres campagnes permettant une vision plus large des mécanismes contrôlant la dynamique océanique du CALUS et la productivité de son écosystème à l'échelle régionale.

La circulation grande échelle de surface dans ce système ([Fig.1.1.a](#)) se compose principalement du courant de Californie (CC: California Current) dirigé vers l'équateur qui s'écoule en surface le long de la côte et connecte le courant du Pacifique Nord (NPC: North Pacific Current) et le courant nord équatorial (NEC: Nord Equatorial Current). C'est un courant large et diffus qui transporte de l'eau relativement froide et très peu salée (Song et al., 2011). En subsurface, le sous courant de la Californie (CUC: California Under-Current) est lui dirigé vers le nord entre 100 et 300 mètres de profondeur au dessus de la pente continentale (Hickey, 1979).

Par ailleurs la saisonnalité du CALUS n'est pas homogène sur toute la latitude. Entre $32^{\circ}N$ et $50^{\circ}N$, l'upwelling est saisonnier et a lieu principalement en été à cause du reversement des vents liés au déplacement méridien de l'anticyclone du Pacifique Sud (Bakun and Nelson, 1991), alors que dans la

partie le plus au sud ($22^{\circ}N$ à $35^{\circ}N$), l'upwelling est permanent (Strub and James, 2002).

1.1.2 Le système de Humboldt

Le système de Humboldt (HUS: Humboldt upwelling system) qui couvre presque toute la côte ouest d'Amérique du Sud, du Chili central vers $40^{\circ}S$ au nord du Pérou près de l'équateur est le troisième EBUSs en terme de productivité primaire par unité de surface, mais de loin le premier en terme de prise de poissons (Chavez and Messié, 2009). Il est le deuxième EBUSs le plus étudié après le système de la Californie. En effet il produit plus de poissons par unité de surface que n'importe quelle autre région de l'océan mondial (F.A.O., 2009, Food and Agriculture Organisation). Il est soumis à l'influence directe de la variabilité climatique à grande échelle de l'Océan Pacifique tropical comme le phénomène El Niño. Sa proximité vis-à-vis de l'équateur et l'orientation de la côte du Pérou permettent de connecter d'une part l'upwelling côtier à l'upwelling équatorial et la "cold tongue" (langue d'eau froide) de l'Est du Pacifique tropical et d'autre part les courants côtiers aux courants équatoriaux (Kessler, 2006); (Croquette, 2007).

Le circulation de surface ([Fig.1.1.b](#)) est dominée au large par le courant du Chili-Pérou (CPC: Chile-Peru Current) qui constitue la partie Est de la gyre subtropicale. Plus près de la côte, au niveau du front thermique d'upwelling se trouvent les courants côtiers du Chili et du Pérou (respectivement CCC: Chile Coastal Current, PCC: Peru Coastal Current) qui

s'écoulent également vers le nord en surface. Entre ces courants côtiers et le CPC, le contre courant du Pérou-Chili (PCC: Peru-Chile Countercurrent) s'écoule vers le pôle (Montes et al., 2010). En subsurface le sous courant du Pérou-Chili (PCUC: Peru-Chile Undercurrent) transporte le long de la côte de l'eau relativement chaude et salée issue de sa connexion avec le sous courant équatorial (EUC: Equatorial Undercurrent) et les Tsuchiya jets jusqu'au sud du Chili (Silva and Neshyba, 1979). Ce courant est la source principale de l'eau de l'upwelling (Albert et al., 2010), (Montes et al., 2010). En outre dans le HUS, la force des vents favorables à l'upwelling est modulée par la saisonnalité de la position de l'anticyclone subtropical du Pacifique Sud-Est. Selon la position de ce dernier, l'upwelling est permanent au large du Pérou, tandis qu'il est saisonnier au large du Chili central.

1.1.3 Le système du Benguela

Le système d'upwelling du Benguela (BUS) est situé au large de l'Angola, de la Namibie et de l'Afrique du Sud (Blanke, 2005). À la différence des autres EBUSs, le BUS est positionné à la jonction de deux grands océans, l'Océan Indien et l'Atlantique Sud, entre $5^{\circ}S$ et $37^{\circ}S$ (Shannon, 2001). De ce fait il est entouré par de l'eau relativement chaude à la fois au nord par les systèmes des courants d'Angola et au sud par le système du courant des Aiguilles ¹. La cellule de Luderitz ($27^{\circ}S$) est la zone d'upwelling la plus intense du BUS (Shannon and Nelson, 1996), résultant en des températures de surface relativement froides et qui persistent tout au long de l'année

¹Courant marin se situant à l'interface entre océans Indien et Atlantique

(Parrish et al., 1983). Elle le divise en deux parties indépendantes qui ont une saisonnalité distincte (Tim et al., 2015). Au nord entre $27^{\circ}S$ et $15^{\circ}S$, l'upwelling s'étend plus au large (Fennel et al., 2012). Il s'intensifie en hiver austral et au printemps lorsque la zone subtropicale de haute pression du Pacifique Nord atteint sa position la plus au nord (Rathmann, 2008) avec une intensification des alizés dans cette région (Hutchings et al., 2009). Au contraire, au sud de $27^{\circ}S$, l'upwelling a lieu près de la côte et est intense en été austral lorsque cette zone de haute pression est plus au Sud.

En surface la circulation ([Fig.1.1.c](#)) est assurée par le courant d'Angola et le courant du Benguela (BC: Benguela Current). Ce dernier s'écoule vers le nord le long de la côte entre $34^{\circ}S$ et $15^{\circ}S$ et transporte les eaux plus froides et moins salées. Le courant d'Angola quand à lui longe la côte en direction du pôle et transporte de l'eau relativement chaude et salée issue du contre-courant Sud Equatorial (SECC: South Equatorial Countercurrent). La circulation en subsurface est assurée par le sous courant du Benguela qui s'écoule vers le pôle le long du talus continental en transportant des eaux d'origine tropicales (Shannon and Hunter, 1988); (Garzoli and Gordon, 1996).

1.1.4 Le système des Canaries

Le système d'upwelling des Canaries (CANUS: Canary Upwelling System) se situe le long de la côte Nord-Ouest de l'Afrique, depuis Gibraltar ($36^{\circ}N$) jusqu'au sud du Sénégal ($10^{\circ}N$). Le détroit de Gibraltar est une spécificité

majeure de ce système par rapport aux autres. Il rompt l'imperméabilité de la côte: en autorisant des échanges, il permet aux courants côtiers de se disperser également vers l'est. Il s'ensuit une séparation dynamique entre la partie Nord le long de la péninsule ibérique et la partie Sud le long des côtes africaines (Barton et al., 1998); (Arístegui et al., 2004). Il possède des particularités importantes qui les différencient des autres EBUSs. En effet il est considéré comme le système le plus productif en terme de production primaire (Chavez and Messié, 2009); (Lathuilière et al., 2008). Il présente une proportion unique de plateaux continentaux généralement larges atteignant 150 km dans la partie centrale, vers $25^{\circ}N$ au large du Sahara Occidental (Arístegui et al., 2006) et aussi peu profonds alors que les régions de bord Est sont généralement caractérisées par des plateaux étroits. Dans le CANUS, l'upwelling côtier montre différents régimes (rectangles en couleur sur la [Fig.1.2](#)). Au nord de $25^{\circ}N$, l'upwelling est généralement actif en été et au début de l'automne et moins intense en hiver et au printemps. Entre $20^{\circ}N$ - $25^{\circ}N$, l'upwelling est présent toute l'année avec un maximum au printemps et en automne. Au sud de $20^{\circ}N$, la saisonnalité de l'upwelling est marquée, avec un upwelling actif uniquement en hiver et au printemps (Mittelstaedt, 1991).

La circulation de surface dans le CANUS ([Fig.1.2](#)) est légèrement plus complexe que dans les systèmes de Californie et de Humboldt. Au nord le courant des Açores s'écoule vers l'Est à $35^{\circ}N$ et constitue la frontière Nord de la gyre subtropicale de l'Atlantique nord. À l'approche des côtes africaines ce courant se sépare en deux branches pour contourner l'île de

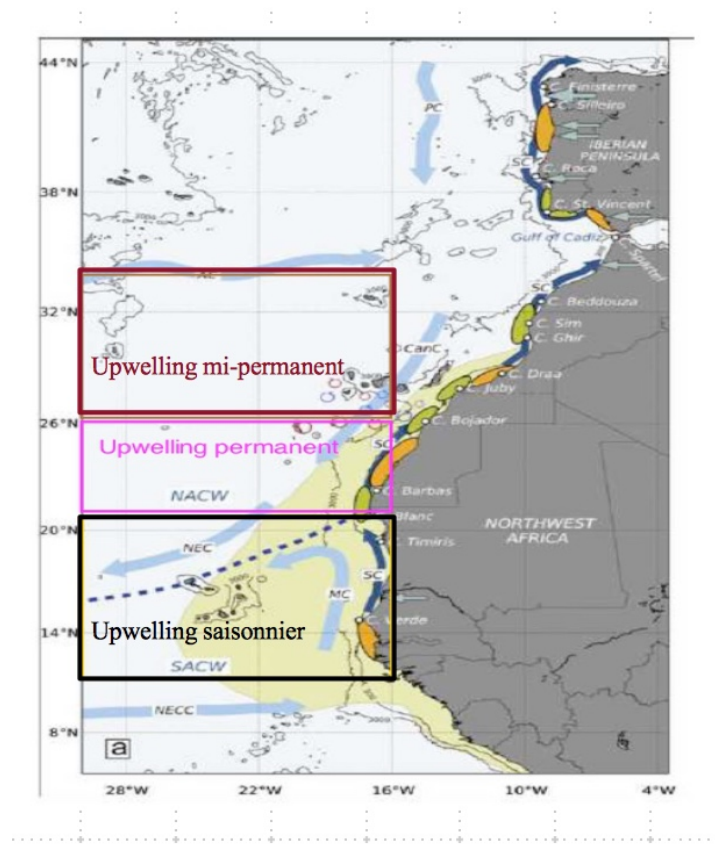


Figure 1.2: Carte schématique montrant la localisation des 3 zones d'upwelling dans le système des Canaries et les principaux courants (en bleu clair, les courants de surface, en bleu foncé les courants de fond), la zone frontale (ligne pointillée) entre les masses d'eau (NACW, North Atlantic Central Water ; SACW: South Atlantic Central Water; AC: Azores Current; CanC: Canary Current) (Aristegui et al., 2009).

Madère (32°N). Le courant des Canaries (CC: Canary Current) est majoritairement issu de la branche Est de cette bifurcation. Il longe la côte africaine en surface et se détache au niveau des îles du Cap vert (15°N) pour alimenter le courant nord équatorial (NEC: North Equatorial Current) (Mittelstaedt, 1991), qui forme la frontière sud de la gyre subtropicale. Le courant des Canaries transporte de l'eau relativement froide par rapport

au centre de la gyre à cause de son origine aux plus hautes latitudes et au mélange avec l'eau froide de l'upwelling côtier. Le décollement du courant des Canaries le long de la côte forme la zone frontale du Cap vert (CVFZ: Cape Verde Frontale Zone) (Zenk et al., 1991) zone de fort gradient thermique. Cette zone sépare deux masses d'eaux aux caractéristiques bien distinctes, qui s'étendent de la surface jusqu'à environ 400m-500m de profondeur (Stramma et al., 2005): l'eau centrale Nord atlantique (NACC: North Atlantic Central Water) (Machín et al., 2006) relativement salée et l'eau centrale sud atlantique (SACW: South Atlantique Central Water) moins salée (Emery, 2003); (Peña-Izquierdo et al., 2012). La SACW est advectée par le sous courant des Canaries (PUC: Poleward Undercurrent) le long du talus continental et constitue l'une des sources d'eau qui remonte à la côte (Arfi, 1987).

Au sud de $8^{\circ}N$ ou $10^{\circ}N$ selon les saisons, le contre courant nord équatorial (NECC: North Equatorial Countercurrent) s'écoule vers l'est en surface. À l'approche de la côte, ce courant recircule vers le nord pour alimenter la circulation cyclonique du Dôme de Guinée (GD: Guinean Dome) (Doi et al., 2009) et le courant de Mauritanie (MC: Mauritanien Current) qui s'intensifie en été. Ce dernier longe la côte jusqu'au Cap Blanc où il recircule vers l'ouest le long de la zone frontale du Cap Vert, bloqué par la présence du courant des Canaries (Peña-Izquierdo et al., 2012).

La circulation de subsurface est composée du sous courant nord équatorial (NEUC: North Equatorial Undercurrent) qui s'écoule vers l'est et du sous courant de Guinée (GUC: Guinean Undercurrent) qui longe la côte entre

l'équateur et environ $10^{\circ}N$ (Mittelstaedt, 1991). Ce courant, ainsi que le courant de Mauritanie de surface et les recirculations du Dôme de Guinée participent à l'alimentation du sous courant des Canaries (PUC) (Peña-Izquierdo et al., 2012). Le PUC présent entre le Cap vert et cap Beddouza ($33^{\circ}N$) sur une cinquantaine de kilomètres de large, coule entre 100 et 300m de profondeur (Machín et al., 2006);

1.1.5 Le système d'upwelling sénégal-mauritanien

Parmi les quatre EBUS mentionnés ci-dessus, nous nous concentrons ici sur la partie sud du système de remontée des Canaries. Il s'agit du système d'upwelling sénégal-mauritanien (SMUS) situé à la limite sud du système de l'Atlantique Nord ($12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$). Ce système est influencé par la position saisonnière de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). En effet, en hiver, la ZCIT atteint sa position la plus au sud entre l'équateur géographique et $5^{\circ}S$ entraînant une intensification des alizés du nord-est le long de la côte guinéenne, du Sénégal et de la Mauritanie, favorisant le développement de l'upwelling qui s'étend du mois de novembre au mois de mai. Cette situation est en grande partie responsable des eaux de surface froides observées le long de la côte ([Fig.1.3](#)). En été, lorsque la ZCIT atteint sa position la plus septentrionale (environ $15^{\circ}N$), les vents dans cette région sont faibles et même inversés vers le sud-ouest dans la partie la plus au sud de la région. En cette saison, l'upwelling est absent le long de la côte du Sénégal et beaucoup plus réduit au large de la Mauritanie.

Au Sénégal, cette saison est également marquée par le flux de mousson

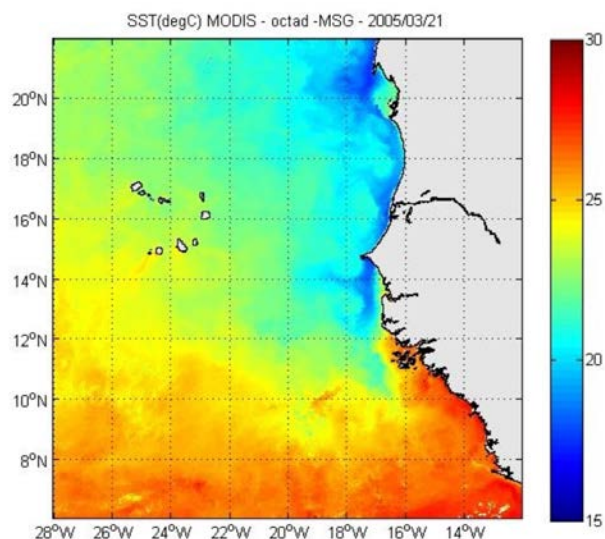


Figure 1.3: Température de surface de la mer, produit level 3 (résolution 4 km) du satellite EOS, composite 8 jours des observations journalières après restitution de la SST à partir des mesures spectrales Infra-Rouge Thermique du capteur MODIS (fin de période: 21 mars 2015) (Faye et al., 2015).

qui est à l'origine des précipitations dans le Sahel. Le système d'upwelling sénégal-mauritanien a donc un comportement saisonnier très spécifique par rapport à la partie nord du système des Canaries où l'upwelling est permanent (Cropper et al., 2014).

Le SMUS présente une structure différente au nord et au sud du fait des contrastes existant de part et d'autre de la presqu'île du Cap Vert. Ce dernier sépare donc le domaine maritime sénégalais en deux régions aux caractéristiques topographiques et dynamiques distinctes (Teisson, 1983); (Roy et al., 1989): au Nord le plateau est assez étroit et engendre une remontée près de la côte et la température de surface de la mer diminue à la

côte alors qu'au sud le plateau continental est large et peu profond, le talus continental s'incurve vers l'est, et on observe une remontée qui s'étend sur plus de 300 km au milieu du plateau continental (Fig.1.3). Les données récoltées lors du programme CIRSEN (Circulation Sénégal) de 1986-1987 du CRODT mettent en évidence les effets de ces deux types de structures sur la distribution de paramètres physico-chimiques et biologiques (Roy). La distribution des nitrates répond également à ce schéma. Ainsi malgré plusieurs études réalisées dans le système du SMUS, la variabilité de la circulation océanique dans ce système reste encore un sujet d'étude pour la communauté scientifique à travers des projets et programmes de recherche en cours.

1.2 Dynamique des upwellings côtiers

1.2.1 Transport d'Ekman

Dès le début du 20^e siècle, le physicien norvégien Fridtjof Nansen observe lors d'une campagne dans l'océan Arctique que les icebergs ne déviaient pas dans l'axe du vent mais sur sa droite. Il avait compris que c'était un effet de la force de Coriolis et que les couches sous-jacentes devraient être encore déviées vers la droite. Il transmet ses observations à son étudiant suédois Wilfrid Ekman qui propose en 1905 une explication à ces observations. Ekman étudie théoriquement le problème dans le cas d'un océan homogène en considérant que la seule contrainte imposée est le frottement par le vent (supposé constant) en surface. Le frottement exercé par le vent sur les

couches de surface par viscosité turbulente est quantifié par la tension du vent τ . Elle peut s'écrire sous la forme:

$$\tau = C_d \rho_a U^2 \quad (1.1)$$

τ est exprimé en $kgm^{-1}s^{-2}$ ou Nm^{-2} ou *Pascal* avec C_d le coefficient de frottement, ρ_a densité de l'air ($\rho_a=1.22kgm^{-3}$), U la vitesse du vent à 10m de la surface (en ms^{-1}).

En supposant que le frottement résulte du seul cisaillement de vitesse verticale, la tension du vent se transmet aux couches situées sous la surface de l'océan par les tensions de Reynolds turbulentes (τ_x, τ_y) avec:

$$\begin{cases} \tau_x = \rho_o A_z \frac{\partial u_e}{\partial z} \\ \tau_y = \rho_o A_z \frac{\partial v_e}{\partial z} \end{cases} \quad (1.2)$$

avec A_z étant le coefficient de viscosité turbulente, ρ_o la densité de l'eau, u_e et v_e les composantes horizontales de la vitesse du courant engendrée par le vent. Ainsi la force de frottement horizontale qui influence l'intérieur de l'océan par viscosité turbulente peut s'écrire:

$$\begin{cases} F_x = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2} \\ F_y = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 v_e}{\partial z^2} \end{cases} \quad (1.3)$$

En considérant l'équilibre entre la force de frottement par le vent (F_x et F_y) et la force de Coriolis qui dévie le courant engendré par le vent, de composantes $-fv_e$ et $+fu_e$, les équations d'Ekman s'écrivent:

$$\begin{cases} -fv_e = A_z \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2} \\ +fu_e = A_z \frac{\partial^2 v_e}{\partial z^2} \end{cases} \quad (1.4)$$

En considérant A_z constante, Ekman montre qu'il se forme un courant de surface à 45° du vent, sur la droite dans l'hémisphère nord et sur la gauche dans l'hémisphère sud. À cause de la décroissance exponentielle du courant en fonction de la profondeur, le transport d'Ekman est principalement restreint dans une couche superficielle appelée couche d'Ekman. Notons sa profondeur H . À cette profondeur le courant a déjà tourné de 180° et devient très faible. Ainsi l'effet du vent sur la couche d'Ekman est caractérisé par le transport d'Ekman (T_e) dû au vent et intégré de la surface à la profondeur H . Il est proportionnel à la tension du vent et inversement proportionnel au paramètre de Coriolis:

$$\begin{cases} T_{ex} = \frac{\tau_y}{f} & \text{avec } T_{ex} = \int_0^H \rho_e u_e dz \\ T_{ey} = -\frac{\tau_x}{f} & \text{avec } T_{ey} = \int_0^H \rho_e v_e dz \end{cases} \quad (1.5)$$

Le transport d'Ekman des eaux superficielles est orienté à $+90^\circ$ de la direction du vent (donc à droite) dans l'hémisphère nord et à -90° (donc à gauche) dans l'hémisphère sud.

1.2.2 Pompage d'Ekman

En plus du transport horizontal T_e décrit ci dessus, l'effet du vent sur la surface de l'océan engendre également des courants verticaux. En effet, les effets combinés des variations spatiales du vent et du transport d'Ekman entraînent des zones de convergence et de divergence des eaux (Fig.1.4). Dans les zones de divergence (convergence), la conservation du volume d'eau induit des vitesses verticales dirigées vers le haut (vers le bas) à la base de

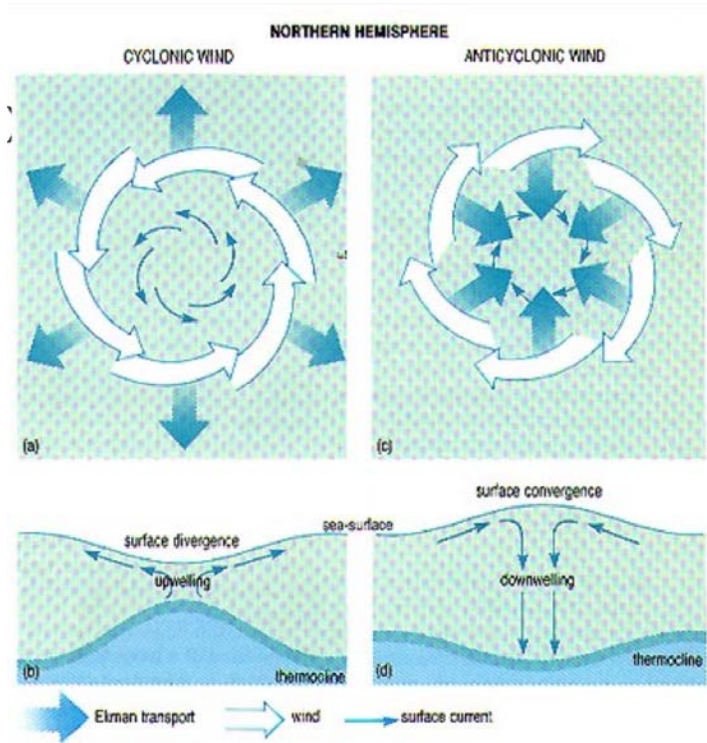


Figure 1.4: Circulation dans la couche d'Ekman de surface dans l'hémisphère nord associée à l'effet du vent (<http://www.ifremer.fr/lpo/thuck/isen/isen4.pdf>).

la couche d'Ekman. Ces vitesses sont appelées pompage d'Ekman (W_{ek}) et peuvent être écrit selon la formule:

$$W_{ek} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial(\tau_y/f)}{\partial x} - \frac{\partial(\tau_x/f)}{\partial y} \right) \quad (1.6)$$

Une vitesse W_{ek} positive va entraîner des remontées d'eaux de sub-surface à la surface (upwelling) tandis qu'une vitesse négative va entraîner des plongées d'eaux de surface en profondeur (downwelling)

1.2.3 Fonctionnement d'un upwelling côtier

La théorie d'Ekman appliquée aux upwellings côtiers donne une relation entre la tension de vent parallèle à la côte et un transport d'eau vers le large. En effet l'action combinée de la force de Coriolis et des vents parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur provoquent la migration des eaux de surface vers le large et la remontée d'eaux profondes froides et riches en nutriments (nitrates, phosphates etc..) à la proximité de la côte (flèche rouge sur la Fig.1.5). Ce premier effet est dû directement au transport d'Ekman et à la contrainte de continuité des eaux de l'océan. C'est la description simple et à l'ordre 0 du fonctionnement des upwellings côtiers. Les effets topographiques et non linéaires peuvent néanmoins rendre la réalité plus complexe. De plus, le vent ayant tendance à s'intensifier vers le large, une divergence est souvent présente, et le pompage d'Ekman associé contribue aux upwellings côtiers (flèches jaunes sur la Fig.1.5). Cette remontée d'eau s'accompagne d'une remontée des isothermes côtières et de la thermocline. Lorsque l'upwelling côtier est bien établi, il se produit des gradients zonaux importants de la température de surface (front de température) appelés fronts d'upwelling. La position et l'intensité de ce front sont soumises à la variabilité du vent, qui peut être forte aux échelles intra-saisonnières (Garreaud and Muñoz, 2005).

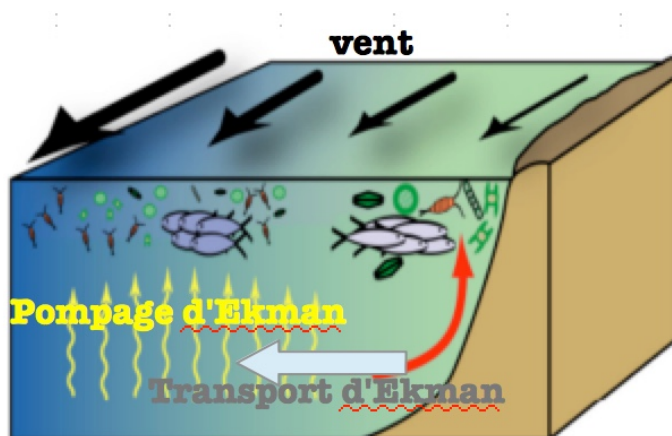


Figure 1.5: Représentation schématique du mécanisme de remontée d'eau côtière. Les vents parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur (flèches noires) déplacent les masses d'eau superficielles vers le large (flèche grise). Par effet de continuité, des masses d'eau profondes remontent au niveau de la côte (flèche rouge). Le gradient côte-large de vents parallèles à la côte quand à lui crée un rotationnel du vent qui permet localement des remontées d'eau par le mécanisme de pompage d'Ekman (flèches jaunes) (Rykaczewski and Checkley, 2008).

Le vent ne souffle pas de manière continue mais se manifeste par des épisodes de forts vents (coups de vent) suivis par des épisodes de relaxation. Ce régime de vent à une influence directe sur les upwellings côtiers qui se caractérisent eux aussi par des périodes d'intenses remontées suivies de périodes de relaxation formant ainsi des cycles d'upwelling. Les vents parallèles à la côte s'intensifient et emportent les eaux froides vers le large sous forme de plumes ou filaments (qui sont caractérisés par une production primaire élevée et une activité biologique intense) puis ces eaux reviennent à la côte durant les périodes de relaxation (Faye et al., 2015). Pendant les périodes de fort vent, le front d'upwelling semble se situer parallèlement à la côte, advecté par un transport d'Ekman uniforme. Quand le vent s'affaiblit

le front devient plus compliqué et semble s'intensifier. Ces lieux où se concentrent l'activité des upwellings sont appelés "centres d'upwellings".

1.2.4 Courants associés aux upwellings côtiers

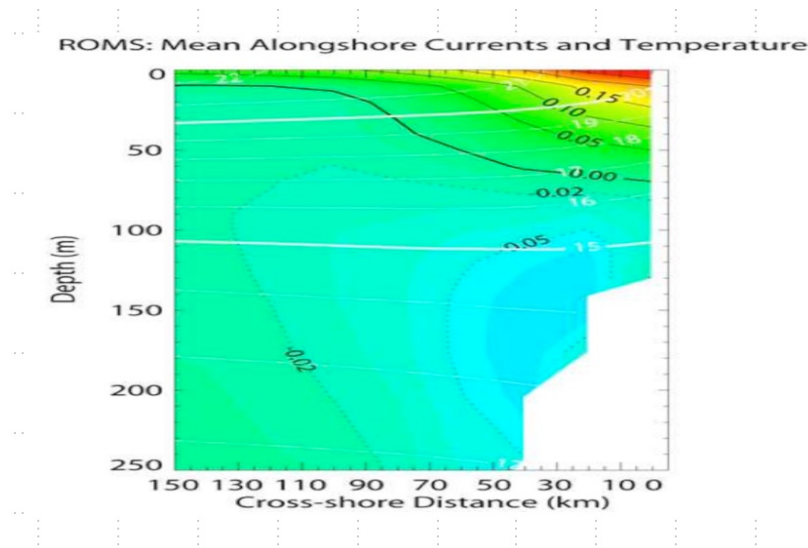


Figure 1.6: Tirée de la thèse de Ali Bel Madani 2009: Section verticale perpendiculaire à la côte des courants moyens parallèles à la côte (m/s) et de la température moyenne ($^{\circ}C$) simulés par le modèle ROMS ([Shchepetkin et McWilliams, 2005] à $10^{\circ}S$) près de la côte centrale du Pérou. Les couleurs et les contours noirs représentent les courants. Les lignes continues (resp. pointillées) représentent les valeurs positives (resp. négatives), c'est à dire les flux dirigés vers l'équateur (resp. vers le pôle sud). Les contours blancs représentent la température (l'intervalle est de $1^{\circ}C$). L'axe des abscisses (resp. l'axe des ordonnées) représente la distance depuis la côte (resp. la profondeur) et les unités correspondantes sont le km (resp. le mètre)

Tous les systèmes d'upwellings côtiers présentent une structure de courants côtiers semblables: un courant de surface est dirigé vers l'équateur et un courant de sub-surface dirigé vers le pôle (Fig.1.6 pour le système de Humboldt). Le mécanisme contrôlant le courant de surface est bien connu: l'upwelling côtier induit une remontée des isothermes et des isopycnes près

de la côte en raison de la remontée des eaux fraîches et denses. Par conséquent, un gradient de densité perpendiculaire à la côte est présent dans la zone littorale, avec des eaux plus denses près de la côte et des eaux moins denses plus au large. Ce gradient induit un flux dirigé vers l'équateur près de la côte en raison de la géostrophie. Par contre, il n'y a pas de consensus sur l'origine du sous-courant observé le long des EBUSs (Neshyba et al., 1989); (McCreary, 1981); (McCreary and Chao, 1985). Une théorie par exemple le lie au gradient de pression méridien près de la côte: les eaux sont de plus en plus chaudes à mesure que l'on se rapproche de l'équateur, ce qui provoque une élévation du niveau de la mer, qui crée à son tour un flux perpendiculaire (Neshyba et al., 1989).

1.3 Motivations de la thèse

Ce chapitre a proposé une description des EBUSs. La dynamique d'un upwelling côtier est associée à un vent dominant soufflant vers l'équateur qui transporte les eaux de surface vers le large. Par conservation de la masse, ce processus induit une remontée des eaux profondes froides et riches en sels nutritifs via des processus physiques de transport et de pompage d'Ekman. Une circulation côtière particulière se met alors en place avec un courant de surface dirigé vers l'équateur et un courant de subsurface dirigé vers le pôle. Ces EBUSs sont ainsi similaires en termes de dynamiques avec une circulation grande échelle subtropicale au large et un système de courants côtiers particuliers. Cependant, chacun des EBUSs possède aussi ses

spécificités propres, liées au régime de vent, à l'orientation de la côte, à la topographie, à l'orographie continentale, à la latitude, entre autres facteurs.

Cette thèse vise à ouvrir une nouvelle thématique de recherche sur le système d'upwelling sénégal-mauritanien. La partie sud de l'upwelling des Canaries, actif exclusivement en hiver boréal fait l'objet de plusieurs travaux de recherches. Ces derniers étaient principalement consacrés à décrire sa dynamique, son intensité et sa variabilité à l'échelle saisonnière et synoptique dans des modèles océaniques régionaux de très haute résolution (0.25°). Vu l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat global, des chercheurs se sont penchés par ailleurs sur le devenir des EBUSs. Mais leurs études ont souvent exclu le SMUS, situé à l'extrême sud du système des Canaries. Cette thèse vise à faire le lien entre ces études aux échelles de temps climatiques et les études plus précises de la circulation océanique et la ressource biologique dans la région. En particulier, nous nous demanderons:

«Comment caractériser le système d'upwelling sénégal-mauritanien dans les observations et réanalyses?»

«Comment les modèles climatiques représentent-ils ce système?»

«Quelle est la réponse du SMUS face au changement climatique simulé par les modèles couplés globaux de la génération CMIP5?»

«Comment varie l'intensité du SMUS aux échelles de temps inter-annuelles à décennales?»

« Existe t'il un lien entre les modulations du système d'upwelling
sénégal-mauritanien et celles de la mousson ouest africaine? »

Chapitre 2

Présentation des données et outils utilisés

Dans ce chapitre, nous décrivons les données utilisées pour caractériser le système d'upwelling sénégal-mauritanien. Nous commençons par les modèles couplés. Puis, les données d'observation utilisées pour valider les sorties de nos modèles sont exposées. Enfin nous présentons les différentes méthodes statistiques utilisées pour déterminer la robustesse de nos résultats. Cependant les différents indices construits à partir de la température de surface de la mer (SST), de la tension du vent et de la hauteur de la mer (SSH: Sea Surface Height) utilisés dans toute le thèse pour caractériser le SMUS sont décrits dans le chapitre 3 (voir article).

2.1 Modèles de Climat

2.1.1 Les exercices d'intercomparaison des modèles couplés CMIP5 et CMIP6

Les modèles sont construits sur la base d'un ensemble d'équations issues des lois de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. Depuis les premiers modèles couplant l'atmosphère et l'océan développés vers la fin des années 1960, les modèles couplés se sont considérablement complexifiés, en prenant progressivement en compte de plus en plus de composantes telles que les sols et la végétation, l'impact des aérosols, le cycle du carbone, l'ozone stratosphérique, etc. Afin de résoudre l'ensemble des équations qui régissent l'évolution de ces différentes composantes, les modèles utilisent une discrétisation spatiale et temporelle du système qui consiste à découper l'espace en mailles et le temps en pas de temps élémentaires. Les moyennes des variables modélisées sont alors calculées, au sein de chaque boîte élémentaire, à des pas de temps successifs. Les progrès de l'informatique permettent aujourd'hui de réaliser des simulations d'un grand nombre d'années. Malgré certaines imperfections, les modèles couplés sont les seuls outils dont disposent les scientifiques pour étudier l'évolution du climat futur. Ils incluent un très grand nombre d'expériences, dont des simulations sans variations des forçages externes (appelées simulations de contrôle), des simulations qui visent à reproduire le climat observé sur la période récente (simulations historiques) et des simulations du climat futur

(projections). Nous utilisons dans cette thèse principalement les modèles issus du cinquième projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project 5) (chapitre 3). Les différentes variables utilisées ainsi que ces modèles sont listés dans le Tableau 2.1.

Dans l'objectif de décrire la saisonnalité et l'intensité du SMUS dans ces modèles mais également de comprendre son évolution dans le futur, nous avons utilisé un certain nombre de variables océaniques telles que la SST, la SSH, le flux vertical de transport de la masse océanique (wmo), la profondeur de la couche de mélange (MLD) et le tension du vent. Il faut noter que tous les modèles ne fournissent pas la profondeur de la couche de mélange océanique calculée en ligne (voir Tableau 2.1), la vitesse verticale wmo et la tension du vent. Étant donné la dépendance potentiellement critique de nos résultats sur les estimations de la MLD, nous ne montrerons les calculs impliquant cette variable que pour les modèles qui la fournissent directement dans la base de données. En d'autres termes, nous n'avons pas recalculé la MLD à posteriori. Il en est de même pour la vitesse verticale océanique wmo. La tension du vent est par contre recalculée pour les modèles ne disposant pas de cette variable (BCC-CSM1-1, BCC-CSM1-1-m, HadCM3, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R). Les composantes zonale et méridienne de la tension du vent sont obtenues à partir de la formule suivante:

$$\tau_x = \rho_a C_d (uas^2 + vas^2)^{1/2} uas \quad \tau_y = \rho_a C_d (uas^2 + vas^2)^{1/2} vas \quad (2.1)$$

avec $\rho_a = 1.22 \text{ kg.m}^{-3}$ la densité de l'air, uas et vas respectivement les composantes zonale et méridionale du vent de surface, C_d le coefficient de

frottement. En principe ce dernier dépend de l'état de l'atmosphère et de l'océan et il est également variable. Plusieurs auteurs ont proposé un C_d selon l'intensité du vent. (Large and Pond, 1982) établissent ces équations suivant la vitesse du vent:

$$10^3 C_d = 0.49 + 0.065V \quad \text{pour} \quad 10 \leq V < 25 m.s^{-1} \quad (2.2)$$

$$10^3 C_d = 1.14 \quad \text{pour} \quad 3 \leq V < 10 m.s^{-1} \quad (2.3)$$

$$10^3 C_d = 0.62 + 1.55V^{-1} \quad \text{pour} \quad V < 3 m.s^{-1} \quad (2.4)$$

En se basant sur les résultats de (Smith, 1980), (Gill) propose une autre paramétrisation:

$$C_d = 0.0011 \quad \text{pour} \quad V > 3 m.s^{-1} \quad (2.5)$$

$$10^3 C_d = 0.061 + 0.063V \quad \text{pour} \quad 6 < V < 22 m.s^{-1} \quad (2.6)$$

Il est également noté dans d'autres études que le coefficient de frottement C_d est égal à 0.0026 pour des données de vent mensuelles (NOAA-TM-NMF S-SWFSC-231 rapport (1996)), ou 0.0014 selon (Santos et al., 2012) dans l'étude du système d'upwelling marocain ($22^\circ N$ - $33^\circ N$). Dans la région du SMUS, on teste donc le calcul de la tension du vent à l'aide des formulations (9), (11) et (12) (la vitesse maximale du vent dans cette zone est d'environ $7 m.s^{-1}$). L'expérience est réalisée avec la simulation IPSL-CM5A-LR. Les résultats obtenus avec ces 3 équations sont comparés avec la tension du vent de ce modèle directement disponible dans la base CMIP5 ([Fig.2.1](#)). La comparaison entre la tension du vent calculée en ligne dans le modèle (panneau a) et celle recalculée avec les trois équations de C_d (panneaux b, c

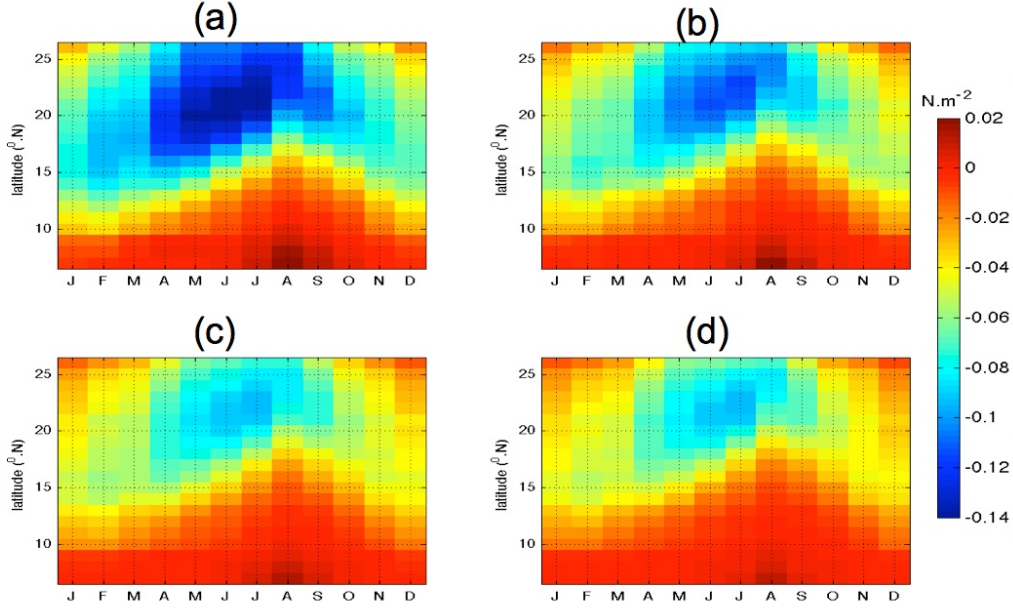


Figure 2.1: Climatologie de la composante méridionale de la tension du vent τ_y en fonction de la latitude dans une simulation historique [1985-2005] du modèle IPSL-CM5A-LR disponible dans la base de données CMIP5 (panneau a). Climatologie de la tension du vent calculée à partir du vent de surface issu de la même simulation avec trois coefficients de frottement $10^3 C_d = 1.14$ (eq.9), panneau (b), $C_d = 0.0011$ (eq.11) panneau (c) et $10^3 C_d = 0.061 + 0.063V$ (eq.12) panneau (d)

et d) nous permet une première interprétation, qualitative de la différence des résultats selon la valeur de C_d . La composante méridienne τ_y obtenue avec $C_d = 0.0014$ (panneau b) donne des résultats assez similaire au τ_y du panneau (a). Les deux autres calculs de C_d illustrés par les panneaux (c) et (d) sont moins cohérents avec le panneau (a) notamment au nord de $15^\circ N$ où les valeurs calculées sont trop faibles en valeur absolue. Ainsi en se basant sur ce test comparatif nous avons choisi $C_d = 0.0014$ pour recalculer la tension du vent pour les 9 simulations énumérées ci dessus et pour les données de réanalyse atmosphérique qui sont également utilisées dans la

seconde partie de cette thèse.

En dehors des variables océaniques, nous avons également utilisé des variables atmosphériques notamment la pression de surface (SLP) et les précipitations (pr) (voir Tableau 2.1).

Pour chaque variable (océanique et atmosphérique), nous avons construit le cycle saisonnier moyen sur la période 1985-2005 (appelée "présent") et la période 2080-2100 (appelée "futur") à partir des simulations historiques (Taylor et al., 2012) et le scénario RCP8.5 (Riahi et al., 2011) respectivement. Lorsque plusieurs ensembles sont disponibles pour chacun des différents modèles, nous ne sélectionnons que le premier membre, afin d'attribuer le même poids à tous les modèles. Nous avons vérifié que cette procédure n'a que très peu d'impact sur les résultats. Enfin pour faciliter notre étude, toutes les 47 simulations utilisées sont re-grillées sur $1^\circ \times 1^\circ$ avec la méthode d'interpolation bilinéaire comme fait dans (Rykaczewski et al., 2015).

Modèles		Variables utilisées	
	Acronymes	Période Présente	Période future (scénario RCP8)
1	ACCESS1-0	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas,	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas,
2	ACCESS1-3	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas
3	bcc-csm1-1	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
4	bcc-csm1-1-m	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
5	CanCM4	sst, ssh slp, pr	
6	CanESM2	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
7	CSIRO-QCCCE	sst, wind stress, ssh slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh slp, pr, uas, vas
8	CNRM-CM5	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
9	CNRM-CM5-2	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr	
10	CMCC- CM	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr,	sst, wind stress, ssh wmo, pr
11	CMCC-CMS	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
12	CMCC-CESM	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
13	CCSM4	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wmo, slp, pr, uas, vas
14	CESM1-CAM5-1- FV2	sst, wind stress	sst
15	CESM1-CAM5	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
16	CESM1-FASTCHEM	sst, wind stress, ssh, mld wmo, slp, pr	
17	CESM1-WACCM	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr	sst pr
18	CESM1-BGC	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
19	EC-EARTH	sst, wind stress slp, pr, uas, vas	sst, wind stress slp, pr, uas, va

20	FIO-ESM	sst, wind stress slp, pr, uas, vas	sst, wind stress slp, pr, uas, vas
21	GFDL-CM2p1	sst, wind stress, ssh slp, pr	
22	GFDL-CM3	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
23	GFDL-ESM2G	sst, wind stress, ssh, mld ,slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld ,slp, pr, uas, vas
24	GFDL-ESM2M	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
25	GISS-E2-H-CC	sst slp, pr, uas, vas	sst slp, pr, uas, vas
26	GISS-E2-R-CC	sst, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
27	GISS-E2-H	sst slp, pr, uas, vas	sst slp, pr, uas, vas
28	GISS-E2-R	sst, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
29	HadCM3	sst slp, pr, uas, vas	
30	HadGEM2-CC	sst slp, pr, uas, vas	sst slp, pr, uas, vas
31	HadGEM2-ES	sst slp, pr, uas, vas	sst slp, pr, uas, vas
32	HadGEM2-AO	sst, wind stress slp, pr, uas, vas	sst, wind stress slp, pr, uas, vas
33	IPSL-CM5A-LR	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
34	IPSL-CM5A-MR	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
35	IPSL-CM5B-LR	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
36	INM	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas
37	LASG-IAP	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, wmo, slp, pr, uas, vas
38	LASG-CESS	sst, ssh slp, pr	
39	MRI-CGCM3	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
40	MRI-ESM1	st, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	st, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas

41	MIROC-ESM	sst, wind stress, ssh slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh slp, pr, uas, vas
42	MIROC5	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh wmo, slp, pr, uas, vas
43	MPI-ESM-LR	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
44	MPI-ESM-MR	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
45	MPI-ESM-P	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr	
46	NorESM1-ME	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas
47	NorESM1- M	ssst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas	ssst, wind stress, ssh, mld, wmo, slp, pr, uas, vas

Table 2.1: Liste des simulations de la base CMIP5 utilisées dans cette étude. La 2^e et la 3^e colonne listent les variables qui sont disponibles et utilisées pour chaque simulation: température de surface de la mer (sst), la tension de vent (wind stress), la hauteur de la mer (ssh, appelée zos dans la base CMIP5), la profondeur de la couche de mélange (mld, appelée omlmax dans CMIP5), le flux vertical de transport de la masse d'eau (wmo), la pression de surface (slp), précipitation (pr), les composantes zonale et méridienne du vent de surface (uas and vas).

Dans l'objectif de fournir des modèles globaux performants, les experts des centres de modélisation se sont encore penchés sur la question d'améliorer les modèles couplés océan atmosphère et proposent un nouvel exercice d'intercomparaison nommé CMIP6 (Eyring et al., 2016). Dans le contexte scientifique du programme mondial de recherches sur le climat (WCRP:World Climate Research Programme), CMIP6 propose de répondre à trois grandes questions: (1) Comment le système climatique répond-il aux différentes perturbations externes, ou forçages (en particulier les gaz à effet de serre)? (2) Quelles sont les origines et les conséquences des biais systématiques des modèles? (3) Comment peut-on avoir une meilleure estimation du changement climatique qui prenne en compte la variabilité intrinsèque, la prévisibilité du système et les incertitudes sur les scénarios socio-économiques? L'exercice CMIP6 a démarré en 2014 à l'issue de la publication du 5^e rapport d'évaluation du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) et sera largement utilisé pour le 6^e rapport de ce dernier en cours de rédaction.

Les résultats des simulations de CMIP6 sont accessibles via le site web: <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>.

Les simulations sont donc réalisées avec des modèles de résolution un peu

plus haute que dans CMIP5 et des biais systématiques dans l’Atlantique tropical que l’on espère réduits (voir section 3.7 chap 3).

Les premières simulations entrant dans la base CMIP6 ont été publiées au printemps 2019, alors que ce travail de thèse était déjà bien avancé. Les modèles français, développés à l’IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) d’une part et au CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques) d’autre part ont été parmi les premiers à publier leurs données. Nous proposerons une première évaluation de l’amélioration apportée par CMIP6 par rapport à CMIP5 en comparant les résultats des deux modèles français dans CMIP6 et dans CMIP5. La nouvelle configuration de l’IPSL appelée IPSL-CM6A-LR a été développée, testée et évaluée entre 2015 et 2018. La résolution du modèle d’atmosphère (LMDZ: Laboratoire de Météorologie Dynamique zoom) est porté de 96x95 points de grilles et 39 niveaux verticaux à 144x142 points de grille (soit une résolution moyenne de 150 km) et 79 niveaux verticaux. La résolution nominale du modèle d’océan NEMO (ref NEMOBook, (Madec and the NEMO team, 2015)) est passée de 2° à 1°.

Le CNRM contribue à CMIP6, en association avec le CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique), via une plate-forme de modélisation incluant trois modèles couplés de climat: CNRM-CM6-1, CNRM-CM6-1-HR et CNRM-ESM2-1. Le cœur de ce travail est réalisé avec le CNRM-CM6-1 (Voldoire et al., 2019) et le CNRM-ESM2-1 (Séférián et al., 2019). Le modèle de circulation générale océan atmosphère CNRM-CM6-1 est fourni avec une résolution horizontale

de l'ordre de 100 km et les composantes d'atmosphère et d'océan sont à 91 et 75 niveaux verticaux respectivement. Le modèle du système terre CNRM-ESM2-1 utilise la même résolution que le précédent mais regroupe toutes les composantes du système terre, dont le cycle du carbone global, les aérosols troposphériques interactifs et la chimie stratosphérique.

2.2 Données de validation

Plusieurs ensembles de données d'observation et de réanalyses ont été utilisées dans cette thèse. Dans le chapitre 3, il s'agit essentiellement de valider les résultats des simulations climatiques. Le chapitre 4 est lui plus fondamentalement basé sur des réanalyses. Nous avons ainsi utilisé la tension du vent de Quikscat sur la période 2000-2009, qui est approximativement la période de la mission satellite. Elle est obtenue sur la grille 0.25° et disponible sur le site <https://podaac.jpl.nasa.gov>.

La réanalyse TropFlux (Praveen Kumar et al., 2013) est également utilisée. Elle couvre la période 1979-2017 avec une résolution spatiale de 1° . Cette réanalyse combine la réanalyse ERA-Intérim pour les flux turbulents à grandes longueurs d'ondes et les radiations de surface à courtes longueurs d'ondes d'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project en anglais). En ce qui concerne les données de SST, nous utilisons dans cette étude la SST issue du jeu de données HadISST et la version de la SST reconstituée par la NOAA (ERSSTv3b). HadISST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature) est une combinaison de

champs globaux de température et de glace de mer (Rayner, 2003). Elle est fournie sur une grille régulière globale de 1° et couvre la période 1870-2016. HadISST est principalement basée sur des observations provenant des données marines du Met Office:

(<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html>).

Elle utilise les SST mensuelles de COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) jusqu'en 1995 pour améliorer la couverture des données. Comme on le sait des différences significatives existent entre les jeux de données résultant souvent des données sources, des processus de maillage et d'autres facteurs (Hurrell and Trenberth, 1999). Pour remédier à cette source d'incertitude, on a aussi utilisé la versions v3 de la SST produite par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) d'ERSST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature en anglais). Cette version notée ERSSTv3b (Smith et al., 2008) est fournie sur une grille régulière de 2° et disponible sur le site <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/extended-reconstructed-sea-surface-temperature-ersst-v3b>).

Ce jeu de données couvre la période allant de Janvier 1854 à nos jours. ERSSTv3b est basée sur des anomalies de SST d'ICODAS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)(Worley et al., 2005).

Les gradients de SSH jouent un rôle dynamique important dans le SMUS comme dans les autres régions côtières (Ndoye et al., 2017); (Marchesiello and Estrade, 2010). Pour évaluer les modèles dans la représentation de la SSH le long de la côte, nous utilisons les données satellite AVISO

(www.aviso.altimetry.fr; (Ducet et al., 2000)). Ces données couvrent la période [1993-2013] avec une résolution spatiale de 0.25° . A titre de comparaison, nous avons également utilisé la SSH mensuelle de GODAS. Cette réanalyse est fournie avec une résolution de 0.333° latitude x 1° longitude sur la période [1980-2012]. Elle est disponible via le site

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html>.

La quantification de l'effet du gradient de SSH par le transport géostrophique nécessite une estimation de la profondeur de la couche de mélange (MLD). Nous utilisons la climatologie de (de Boyer Montégut, 2004) disponible avec la résolution spatiale de 2° . Enfin l'analyse de l'influence de la circulation atmosphérique à grande échelle sur l'upwelling sénégal-mauritanien, nous avons utilisé les champs de pression de surface d'ERA-Interim, disponibles à l'origine sur la grille $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (Dee et al., 2011) et les précipitations mensuelles GPCP. Ces dernières couvrent la période [1979-2017] avec une résolution de 2.5° et disponible sur le site

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html>.

Ces deux champs permettent de déterminer la position moyenne en latitude de la zone de convergence intertropicale et de l'anticyclone des Açores pendant la saison de l'upwelling.

Pour étudier la stratification océanique dans la région du SMUS, nous avons utilisé les données de température mensuelle globale de la réanalyse océanique SODA (Carton and Giese, 2008). Elle couvre la période 1871 à 2010 avec une résolution spatiale de 0.5° . Nous avons également utilisé les données insitu d'ISAS développées pour produire des champs

de température et de salinité. Ces données couvrent la période 2002-2012 à $1^\circ \times 1^\circ$ degré de résolution.

Les jeux de données listés ci-dessus ont été utilisés dans le chapitre 3 pour valider les simulations numériques. Comme les sorties des modèles, elles ont donc été interpolées sur la grille régulière de 1° et considérées sous forme de climatologie [1985-2005] (sauf pour AVISO et Quikscat).

Dans le chapitre 4 consacré à la variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS, la SST d'ERSSTv3b et HadISST est également utilisé et n'a pas été interpolée, de même que toutes les autres données ci dessous. En plus de la version 3, on utilise aussi, la version 5 d'ERSST (Huang et al., 2017). Il s'agit de la dernière version d'ERSST, produit également par la NOAA. ERSSTv5 utilise les nouvelles SST d'ICOADS, des SST ARGO autour de 5m et la dernière version de HadISST (HadISST2). Elle est produite sur la même grille et période que la version 3.

Par ailleurs à cause du manque de données de tension du vent relativement longue dans la région du SMUS, nous avons utilisé les réanalyses atmosphériques du 20^e siècle (ERA20C et NOAA-20CR v2) pour calculer la tension du vent à partir de l'équation (7) avec $C_d=0.0014$ (eq. (9)). La réanalyse NOAA-20CR v2, produite par la NOAA est donnée sur la période 1871 à 2012 avec une résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ$ (Compo et al., 2011). Cette réanalyse qui couvre donc tout le 20^e siècle fournit un ensemble complet de données sur la circulation atmosphérique globale en assimilant des observations de la pression de surface d'ISPD v2 (Yin et al., 2008), des données mensuelles de SST de la réanalyse SODA v2 et de glace de mer

de COBE-SST2 dans un modèle d'atmosphère.

ERA-20C (Poli et al., 2016) est la première réanalyse atmosphérique du 20^e siècle produite au centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts en anglais). Elle couvre la période [1900-2010] avec une résolution spatiale de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ et disponible sur le site

<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/era20c-daily>.

Elle assimile uniquement des observations de la pression de surface d'ISPDv3.2.6 et ICOADSv2.5.1 et des vents de surface océanique de ce dernier. Cependant, nous avons validé les réanalyses atmosphériques par une comparaison avec les données satellites de Quikscat (2000-2009) et de Tropflux (1979-2017) dans la région du SMUS durant la saison de l'upwelling (novembre à mai).

Dans cette étude comparative, on n'a pas calculé de corrélation à cause de la courte période des deux données de validation. Nous nous sommes limités à la comparaison des moyennes et écart-types des séries temporelles. On considère la contribution du transport d'Ekman à la côte qui a été l'indice le plus couramment utilisé pour caractériser l'upwelling (ex: (Gómez-Gesteira et al., 2008)). La Fig.2.2 montre que la valeur moyenne de UI_{wind}^{div} de NOAA-20CR (1.7Sv) ainsi que son écart type (0.1Sv) sont plus proches des deux jeux d'observation ($1.6Sv \pm 0.08$ pour Quikscat et $1.3Sv \pm 0.1$ Tropflux). ERA20C, quand à elle, a une variabilité beaucoup plus importante (2.36Sv en moyenne) avec un écart à la moyenne de l'ordre de 0.4Sv. Ce résultat nous confère une certaine assurance sur la fiabilité de la donnée de vent de

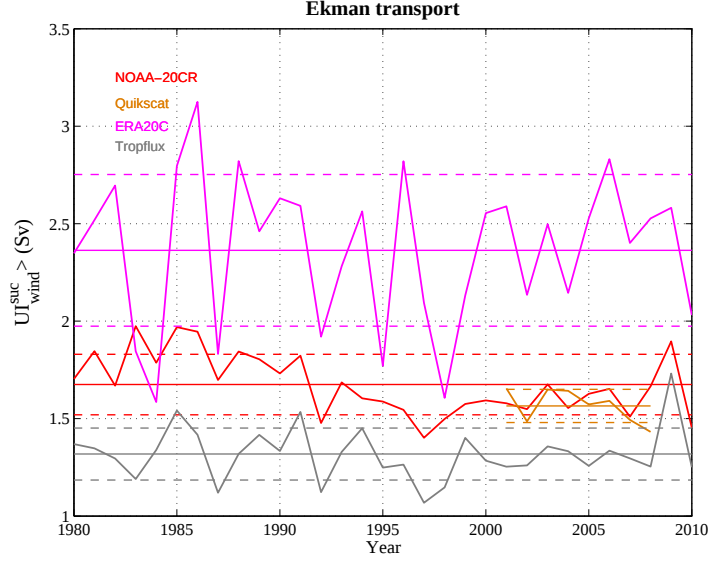


Figure 2.2: Comparaison de l'indice de transport d'Ekman calculé dans la réanalyse NOAA-20CR v2 et ERA20C et les données de Quikscat (2000-2008) et Tropflux (1979-2017)

NOAA-20CR. Cette dernière sera donc privilégiée dans la suite.

Enfin pour l'étude du couplage entre SMUS et la mousson ouest africaine qui sera décrite dans le chapitre 4, nous avons également utilisé les précipitations globales de ces deux réanalyses atmosphériques et les précipitations reconstruites à partir de 1854 à l'aide du modèle atmosphérique LMDZ (Hourdin and Coauthors, 2013) avec une résolution spatiale de 2.5° en longitude et 1.25° en longitude et forcé par les SST d'ERSSTv4 (Huang et al., 2015). Ces dernières fournies par (Villamayor et al., 2018) couvrent la période [1851-2000]. Les précipitations observées de CRU TS4.01 (Climatic Research Unit Time series) (Harris and Jones, 2017) sont aussi utilisées. Elles couvrent la période 1901-2016 et sont produites avec une résolution spatiale de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ par l'unité de recherche sur

le climat de l'université East Anglia, Norwich en Angleterre et disponible sur le site <https://catalogue.ceda.ac.uk>.

2.3 Outils statistiques

a. Moyenne multi-modèles

Pour chacun des indices décrits précédemment, on définit la moyenne multi-modèles (noté MMM: Multimodel Mean) à la fois pour la période historique et pour la période future. La significativité de la MMM est testée statistiquement en fonction du nombre de modèles disponibles selon le test de student en considérant que chaque modèle est indépendant. Notons que cette hypothèse est discutable si on a plusieurs configurations d'un même modèle (exemple IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-MR et IPSL-CM5B-LR) ou que plusieurs modèles utilisent des modèles en commun (NEMO par exemple). La robustesse des changements futurs est également testée à l'aide du test de student. Le pourcentage de changement de la MMM dans les simulations futures est défini pour un indice donné comme la moyenne des pourcentages de changement détectée dans chaque modèle. Son degré de confiance est évalué à 90%. En considérant à nouveau que le pourcentage de changement évalué pour chacun des modèles est indépendant.

b. Le test de student

En statistique, le test de student, ou t-test, est un test statistique paramétrique où la statistique de test calculée suit une loi de student lorsque l'hypothèse nulle est vérifiée. Ce test permet par exemple de comparer une moyenne d'un échantillon à une valeur donnée et les moyennes de deux échantillons indépendants.

-Calcul d'application du test de student dans le cas d'un seul échantillon:

Ce cas est utilisé dans le chapitre 3 pour tester si la valeur de la MMM est significativement différente de zéro.

Soit X une variable aléatoire distribuée selon une loi normale. La variable aléatoire définie ci-dessus suit une loi de student avec $n - 1$ degrés de liberté.

$$t_{obs} = \frac{\bar{X} - \mu_0}{\sqrt{\frac{S^2}{n}}} \quad (2.7)$$

où μ_0 est la moyenne de la population spécifiée par H_0 , $\bar{X}$ est la moyenne de l'échantillon, S^2 est la variance de l'échantillon et n est la taille de l'échantillon.

En pratique, on compare donc la valeur calculée t_{obs} avec la valeur critique t_c de la fonction de densité de probabilité de la fonction de student correspondante et correspondant au seuil de confiance préalablement fixé. On rejette l'hypothèse nulle ($H_0: \bar{X} = \mu_0$) si la valeur absolue de t_{obs} est supérieure à t_c . Les valeurs critiques pour différents degrés de liberté et différents seuils de significativité sont données par la table de student. Elles peuvent être également obtenues par la fonction t_{inv} de matlab par exemple.

-Calcul d'application du test de student dans le cas de deux échantillons indépendants:

Ce cas appelé aussi test de la moyenne est utilisé dans le chapitre 4 pour tester si deux moyennes sont significativement différentes.

Etant donné deux échantillons X_1 et X_2 de tailles n_1 et n_2 , les moyennes des deux échantillons sont significativement différentes si l'hypothèse nulle ($H_0: X_1=X_2$) est rejetée. Pour cela, on calcule la valeur t_{obs} qui suit une variable aléatoire de student aux degrés de liberté $n = (n_1+n_2)-2$.

$$t_{obs} = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{S_{X_1-X_2}} \quad avec \quad S_{X_1-X_2} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}} \quad (2.8)$$

où $\bar{X}_1$ et $\bar{X}_2$ sont les moyennes des deux échantillons, σ_1 et σ_2 les écarts types. La valeur de t_{obs} est comparée à la valeur critique t_c avec n_1+n_2-2 degrés de liberté. H_0 est rejetée si $t_{obs} > t_c$.

c. La corrélation linéaire

La corrélation désigne la liaison statistique entre deux variables quantitatives, autrement dit entre deux variables continues enregistrant des observations de grandeurs. Elle est mesurée à l'aide d'un coefficient de corrélation qui varie entre -1 et +1, en fonction du sens et de la force de la liaison linéaire. Plus le coefficient de corrélation est proche de 0, plus la liaison est faible, plus il s'en éloigne, plus elle est forte. La significativité de ces coefficients de corrélation est testée à nouveau grâce à la loi de student:

Soit X et Y deux séries indépendantes et r le coefficient de corrélation:

r est significativement différent de zéro si la valeur de t suit une loi de student avec

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (2.9)$$

à $n-2$ degrés de liberté et $n = N - 1$ (N longueur de la série).

Afin de tester la stabilité temporelle d'une relation linéaire entre deux variables, on peut également considérer ces corrélations sur des fenêtres temporelles glissantes le long de la période d'enregistrement. La significativité de ces valeurs est obtenue selon le test de student (Eq:15) à $n-2$ degrés de liberté avec n =longueur de la fenêtre glissante -2. Enfin, lorsque les corrélations sont calculées avec un décalage temporel entre les deux séries, la significativité à 95% est obtenue à $n-2$ degré avec n =longueur de la série temporelle - le décalage.

d. Le test de Fischer

Cette loi statistique permet de tester si deux écart-types estimés sur différents échantillons sont significativement différents. Soit deux séries de mesures de tailles n_1 et n_2 qui sont supposées suivre chacune une loi normale. On estime l'écart type de chacune d'elles. Le plus grand sera noté S_1 et le plus petit S_2 , l'écart-type S_1 est connu avec $nu_1=n_1-1$ degrés de liberté et S_2 avec $nu_2=n_2-1$ degrés de liberté. Les hypothèses du test sont H_0 : les écarts types S_1 et S_2 observés sont du même ordre de grandeur et H_1 : l'écart type S_1 est significativement plus grand que l'écart type S_2 . H_0 est rejetée si le ratio entre le carré des écarts types est plus grand que la

valeur critique (F_c) de la loi de Fisher avec les paramètres nu_1 et nu_2 .

Chapitre 3

Caractérisation du SMUS et son évolution future dans les modèles de climat

3.1 Introduction générale sur le changement climatique

Depuis ses origines, notre planète a connu de nombreux changements de climat. Des périodes glacières par exemple ont alterné avec des périodes plus chaudes. Ces changements du climat peuvent être dûs à des processus internes naturels, intrinsèques au système climatique ou à des forçages externes, qui modifient le bilan radiatif à la surface de la terre. La principale source d'énergie du système climatique provient du rayonnement solaire. Un peu moins de la moitié du rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère parvient à la surface de la terre, le reste étant soit réfléchi vers l'espace, soit piégé dans l'atmosphère ([Fig.3.1](#)).

Ainsi réchauffée, la surface émet un rayonnement infrarouge avec une partie

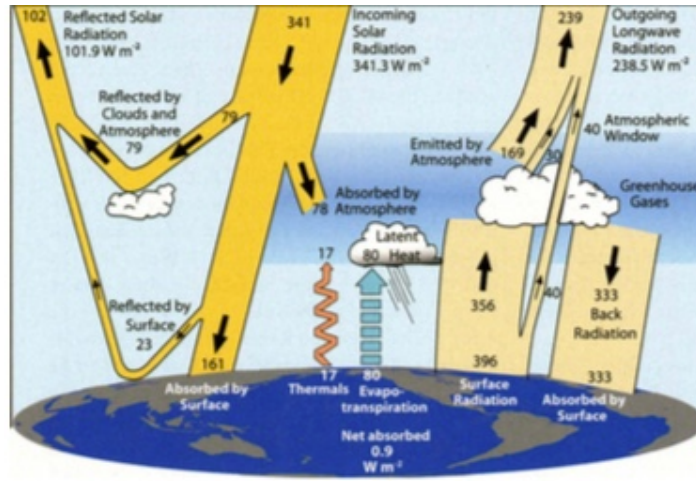


Figure 3.1: Bilan énergétique moyen pour la période de mars 2000 à mai 2004 (en W/m^2) de la terre. Les larges flèches indiquent le flux schématisé de l'énergie en proportion de leur importance (Trenberth et al., 2009)

libérée dans l'espace et le reste absorbé par les gaz à effet de serre: GES (dioxyde de carbone, méthane, protoxyde d'azote et ozone) qui sont naturellement présents dans l'atmosphère depuis toujours et jouent le rôle de régulateur pour notre planète. À son tour, l'atmosphère se réchauffe et émet un rayonnement infrarouge, d'une part vers l'espace et d'autre part vers la surface de la terre qui, à ce stade, a reçu plus de chaleur qu'elle n'en a dégagée. À l'équilibre, cet excès de chaleur est compensé par des pertes liées à l'évapotranspiration de l'eau de surface (flux de chaleur latente) et des flux turbulents de chaleur sensible. Du bilan entre l'ensemble de ces flux résulte la température moyenne globale à la surface de la terre d'une valeur de $15^{\circ}C$ environ. Notons que les GES agissent comme une couverture thermique autour de la planète. Ils sont en partie responsables de la vie sur terre. Ainsi en l'absence de ces gaz, la température ne dépasserait

pas -18°C , remettant en cause les conditions de la vie sur terre.

Cependant depuis la révolution industrielle, on assiste à une augmentation des GES. Le filtre se transforme en une couche de plus en plus dense qui se forme comme un manteau autour de la terre et retient de plus en plus de chaleur. Cela provoque le réchauffement climatique et la température moyenne de la terre augmente fortement. Ainsi en un peu plus de 100 années les températures ont déjà augmenté de presque 1°C et les scientifiques pensent que ce sont les activités humaines qui en sont la cause. En effet la combustion du charbon, du gaz et du pétrole qui sont nos principales sources d'énergie, rejettent du CO_2 (dioxyde de carbone). Ce dernier est le premier gaz à effet de serre (GES) d'origine anthropique responsable de l'augmentation des températures à cause de sa durée de vie qui est relativement longue comparée aux autres GES. C'est pourquoi on mesure usuellement l'effet des autres gaz à effet de serre en équivalent CO_2 . L'élevage et l'agriculture intensifs rejettent du méthane qui est le deuxième GES mis en cause.

Les ouragans, les inondations, les sécheresses et les vagues de chaleur se multiplient et s'accroissent depuis quelques années. En France par exemple, j'écris ces lignes sous une température de plus de 40°C à Paris, subissant la deuxième canicule de l'été 2019 qui place plusieurs départements français en alerte rouge. L'Arctique et l'Antarctique mais aussi les glaciers fondent et le niveau des océans a grimpé en moyenne de 15cm depuis 1900. Avec cette élévation du niveau des océans, l'érosion côtière s'est accélérée. Avec ses 700 kilomètres de côtes, le Sénégal est particulièrement exposé avec plusieurs

mètres de plages qui disparaissent par année mettant en difficulté la survie des populations riveraines qui sont obligées de quitter leurs maisons devenues inhabitables. De plus, par rapport à la circulation océanique, des études suggèrent que la circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC) s'affaiblit progressivement (Caesar et al., 2018). Ces changements menacent les écosystèmes et la vie des hommes est elle aussi bouleversée. Le changement climatique existe et il est bien réel.

Face à ces évidences, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) ont créé en 1988 le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Ce dernier produit une série de rapports (<http://www.ipcc.ch>) qui portent sur les causes et les impacts du changement climatique, et proposent des stratégies d'atténuation et d'adaptation. Une des missions du GIEC est également de synthétiser les résultats des scénarios de projection sur l'évolution du climat à l'horizon 2100. Selon les modèles de projection la température moyenne de la terre augmentera de 3°C à 5°C à la fin du siècle si rien n'est fait pour réduire les émissions des GES. La moitié des espèces animales et végétales risquent de disparaître, les personnes devront quitter définitivement leur logement et trouver refuge ailleurs, partager des ressources de plus en plus rares et faire face à des crises alimentaires. A la vue de ces communications alarmantes de la communauté scientifique, les différents états se réunissent chaque année depuis 1995 sous l'égide des nations unies: Ce sont les Conférences des Parties (COP). L'objectif des COP est de trouver rapidement des solutions et des accords entre tous les états

pour limiter le réchauffement de la planète en dessous de 2°C d'ici 2100. Pour cela chacun de nous aussi peut et doit agir. La Fig.3.2 illustre le taux d'émission de CO_2 par habitant de la population mondiale pour l'année 2011. Par exemple, on voit qu'un français émet 5,2 tonnes de dioxyde de carbone en moyenne par an, 17 tonnes pour un américain et 44 tonnes pour une habitant de Qatar. A titre comparatif un voyage aller-retour Paris Dakar consomme 1.79 tonnes de CO_2 (j'en ai effectué 4 pendant ma thèse). Les pays africains particulièrement ceux de la bande intertropicale ont un

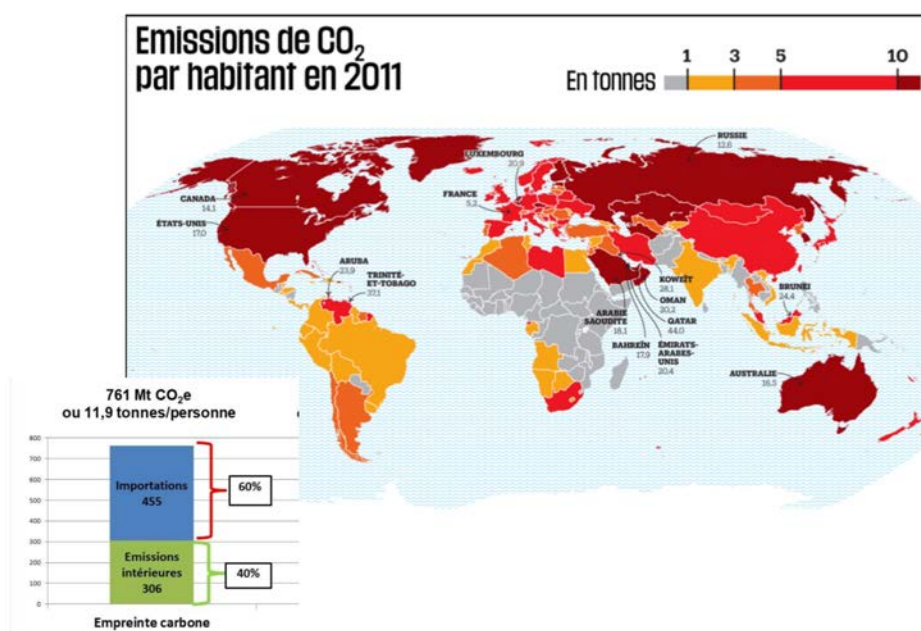


Figure 3.2: Pourcentage d'émission de dioxyde de carbone par habitant de chaque régions du globe pour l'année 2011

taux d'émissions de CO_2 relativement faible. Ils subissent tout de même de plein fouet les impacts dévastateurs du changement climatique. En effet une fois les GES émis dans l'atmosphère ils se mélangent rapidement (quelques

semaines) jusqu'à atteindre toutes les régions du globe. Ceci montre qu'on est tous concernés par le changement climatique et il doit être la priorité de tout le monde.

Dans le reste de ce chapitre, nous allons étudier la réponse de l'upwelling côtier sénégal-mauritanien au changement climatique attendu à la fin du 21^e siècle. Vu l'importance de ce phénomène pour l'approvisionnement en poissons de la population et donc l'équilibre socio-économique de la région, il est urgent et crucial de savoir comment ce système risque d'évoluer dans le futur. Nous analysons cette réponse tout d'abord en fonction de l'évolution d'indices thermiques et dynamiques, basés respectivement sur la SST et le vent. Cette étude prévoit un affaiblissement de l'upwelling sénégal-mauritanien. Elle a fait l'objet d'un article publié dans *Climate Dynamics*. Ensuite, nous analyserons la réponse de la stratification verticale océanique, car c'est un élément crucial de la réponse de l'océan au forçage par le vent. Enfin, nous étudierons en détail les modifications de circulation atmosphérique pouvant conduire à cet affaiblissement de l'upwelling dans le futur.

3.2 Réponse des upwellings côtiers au changement climatique

Les upwellings côtiers ont lieu sous l'effet des vents favorables et parallèles à la côte, stimulés par les forts gradients zonaux de la pression au niveau

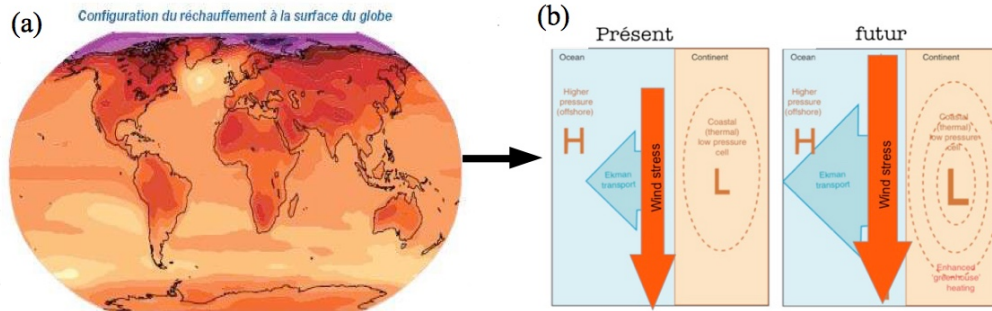


Figure 3.3: (a): Évolution projetée de la température en surface pour la fin du 21^e siècle [2080-2099] par rapport à la période [1980-1999], selon les projections moyennes obtenues avec plusieurs modèles de climat de la base CMIP3 (Source: GIEC 2007). (b): Représentation schématique du mécanisme d'intensification d'un upwelling côtier. Les flèches orange représentent les vents parallèles à la côte et leur intensité au présent et au futur est illustrée par la taille de la flèche. Les flèches en bleu décrivent le transport d'Ekman à la côte avec son intensification dans le futur illustré par la grande flèche (Bakun et al., 2010)

de la mer (SLP: Sea Level Pressure). Les différences de température de l'air (T_{as}) entre l'océan relativement froid et les continents relativement chauds pendant l'été contribuent au développement des gradients de SLP dans les différents EBUSs (Californie, Canary, Humboldt et Benguela) (Huyer, 1983); (Seager et al., 2003). Cette description conceptuelle du processus d'upwelling a poussé (Bakun, 1990), à suggéré une intensification de l'upwelling côtier en réponse au réchauffement climatique. Plus précisément, (Bakun, 1990) note que le changement climatique anthropique entraînera une augmentation des T_{as} plus importante sur les masses continentales que sur les océans adjacents (Manabe et al., 1991). Cette situation induit un renforcement des systèmes de basse pression thermiques sur les continents entraînant une intensification des gradients de pression terre-mer et par conséquent une augmentation en été des vents favorables à

l'upwelling d'où enfin une intensification de la divergence côtière (Fig.3.3.b). Ce mécanisme applicable à priori à n'importe quel système d'upwelling a fait l'objet d'un certain nombre d'études sur les EBUSs. Certaines études (Narayan et al., 2010); (McGregor et al., 2007) basées sur cette hypothèse soutiennent les résultats de (Bakun, 1990) alors d'autres suggèrent au contraire une diminution de l'intensité de l'upwelling étudié (Gómez-Gesteira et al., 2008); (Pardo et al., 2011); (Santos et al., 2012). Quoiqu'il en soit, le système d'upwelling hivernal du Sénégal et de la Mauritanie est en général exclu de ces études. Dans la suite de ce chapitre, nous allons nous concentrer sur les conséquences du changement climatique pour l'upwelling côtier sénégal-mauritanien.

3.3 Caractérisation du système d'upwelling sénégal-mauritanien dans les CMIP5 et son évolution dans le futur (Article publié dans *Climate Dynamics*)

L'objectif de cette partie est de caractériser le SMUS dans les modèles de climat et d'étudier sa réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre à la fin du siècle. Pour cela, nous utiliserons une caractérisation basée sur plusieurs critères dynamiques et de signature thermique de l'upwelling: intensité du cycle saisonnier de la SST qui décrit le caractère saisonnier du

SMUS comparé aux autres latitudes du système des Canaries, le gradient de la SST entre le large et la côte, l'intensité du transport d'Ekman qui quantifie le flux d'eau déplacé vers le large et enfin le pompage d'Ekman qui est un transport vertical au large dû au rotationnel du vent (voir article pour les équations et plus de détails sur ces indices). Ces critères sont définis à l'échelle de temps saisonnière avec une moyenne climatologique de 21 années sur la période historique 1985-2005. Les indices calculés à partir des sorties de modèles seront comparés avec des données d'observations et réanalyses océaniques.

Nous nous intéressons également à l'estimation indirecte du transport dans le SMUS par le biais de la contribution des processus d'Ekman et du flux géostrophique (qui a un effet opposé à l'upwelling avec un transport vers la côte). Cette estimation sera comparée avec les vitesses verticales directement obtenues dans ces modèles.

L'évolution future du SMUS avec le scénario RCP8.5 à l'horizon 2080-2100 est quantifiée par le pourcentage de changement de ces indices par rapport à la période historique. La moyenne multi-modèles (MMM) correspond à la moyenne des pourcentages de changement de chaque simulation. La significativité statistique du changement projeté est définie par rapport à l'écart inter-modèles et est considérée comme robuste lorsque le changement de MMM dépasse cet écart type à 95% du niveau de confiance selon le test de student (section 2.3, chap:2).

L'upwelling côtier n'est pas seulement associé à l'effet du vent et sa

représentation ne peut être basée uniquement sur les variables de surface (SST et tension du vent). La stratification océanique joue un rôle important sur la réponse de l'upwelling au forçage par le vent ainsi que dans les processus biogéochimiques. On sait que sous l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre, les eaux à la surface de l'océan se réchauffent et ceci contribue à isoler davantage les eaux de fond et à limiter la remontée de ces eaux en surface. Il est donc important de savoir comment le changement climatique affectera la stratification des océans dans la région du SMUS. Pour cela nous avons dans un premier temps observé la représentation de la structure verticale des températures des modèles CMIP5 qui seront comparées aux observations et réanalyses sur la période historique. L'évolution de la stratification océanique dans le futur est évaluée avec le pourcentage de changement de la pente de la thermocline (voir section 3.4).

Dans ce chapitre nous reprenons aussi l'hypothèse de (Bakun, 1990) appliquée dans la région du SMUS. La fin de ce chapitre s'intéressera à l'étude de l'évolution future de la durée du SMUS et la ré-examenation de notre évaluation de la réponse du SMUS au changement climatique dans la base de données CMIP6, plus précisément dans les modèles français de l'IPSL et CNRM qui sont récemment disponibles.

Résumé

Les processus d'upwelling amènent en surface des eaux profondes et riches en nutriments. Ces zones sont souvent associées à une intense productivité biologique marine, d'une grande importance économique pour la pêche mondiale. La sensibilité en printemps/été des systèmes d'upwelling côtiers face au changement climatique a récemment reçu beaucoup d'attention. Plusieurs études ont suggéré que leur intensité pourrait augmenter dans le futur, tandis que d'autres ont montré une réduction dans leur portions équatoriales. Cependant, les observations récentes ne montrent pas de preuves solides de cette intensification. Le système d'upwelling sénégalomauritanien (SMUS) situé dans la partie la plus au sud du système des Canaries ($12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$) et actif en hiver/printemps est largement exclu de ces études. Ici, le cycle saisonnier du SMUS et sa réponse au changement climatique sont étudiés avec les modèles de climat issus de la cinquième phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés océan atmosphère (CMIP5). L'intensité et la signature en surface de cet upwelling sont caractérisés par plusieurs indices basés sur la température de surface de la mer et de la tension du vent. Nous avons mis en évidence la capacité des modèles de climat à reproduire ce système, ainsi que leurs biais. Les modèles suggèrent une réduction de l'intensité du SMUS d'ici la fin du 21^e siècle, en raison d'une réduction du vent liée à un déplacement vers le nord de l'Anticyclone des Açores et une modulation plus régionale des basses pressions détectée dans le nord-ouest

de l'Afrique. Les conséquences d'une telle réduction sur les écosystèmes et les communautés locales exploitant la ressource restent très incertaines.



Weakening of the Senegalo–Mauritanian upwelling system under climate change

Adama Sylla^{1,2} · Juliette Mignot² · Xavier Capet² · Amadou Thierno Gaye¹

Received: 28 September 2018 / Accepted: 2 May 2019
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2019

Abstract

Upwelling processes bring nutrient-rich waters from the deep ocean to the surface. Areas of upwelling are often associated with high productivity, offering great economic value in terms of fisheries. The sensitivity of spring/summer-time coastal upwelling systems to climate change has recently received a lot of attention. Several studies have suggested that their intensity may increase in the future while other authors have shown decreasing intensity in their equatorward portions. Yet, recent observations do not show robust evidence of this intensification. The Senegalo-Mauritanian upwelling system (SMUS) located at the southern edge of the north Atlantic system (12°N–20°N) and most active in winter/spring has been largely excluded from these studies. Here, the seasonal cycle of the SMUS and its response to climate change is investigated in the database of the Coupled Models Inter comparison Project Phase 5 (CMIP5). Upwelling magnitude and surface signature are characterized by several sea surface temperature and wind stress indices. We highlight the ability of the climate models to reproduce the system, as well as their biases. The simulations suggest that the intensity of the SMUS winter/spring upwelling will moderately decrease in the future, primarily because of a reduction of the wind forcing linked to a northward shift of Azores anticyclone and a more regional modulation of the low pressures found over Northwest Africa. The implications of such an upwelling reduction on the ecosystems and local communities exploiting them remains very uncertain.

Keywords Upwelling · Climate change · Climate models · Northeastern tropical Atlantic

1 Introduction

The upwelling is an upward motion of sea water from intermediate depths (typically 50–200 m) toward the ocean surface. It is an oceanographic phenomenon resulting from the friction of the wind on the ocean surface. Upwelled water masses are colder and richer in nutrients than the surface waters they replace. Upwellings therefore correspond to areas of very productive marine ecosystems and high fish resources. When the upwelling occurs along the coast, thus near fishermen and societies, their economic importance is very high (Gómez-Gesteira et al. 2008). There are four major coastal upwelling systems (hereafter EBUSs for Eastern Boundary Upwelling Systems) in the global ocean, that

are the Canary, Benguela, Humboldt and California systems. These areas cover less than 1% of the global ocean surface, but they contribute to about 8% of the global marine primary production and more than 20% of the global fish catches (Pauly and Christensen 1995). EBUSs are situated in the tropics and subtropics. There, the trade winds blowing equator-ward parallel to the eastern borders of the ocean basins induce an Ekman transport from the coast to the open ocean, perpendicular to the wind stress forcing. This creates a transport divergence and thereby leads to an upwelling at the coast. This mechanism has been long considered as the main phenomenon that drive the upwelling systems on Earth (Sverdrup 1938). Yet, a divergent oceanic circulation may also be created at the surface by a cyclonic wind stress curl. In the eastern subtropical basins, the tendency for trade winds to slow down near the coast, the so-called wind drop-off (e.g. Bakun and Nelson 1991; Pickett 2003) induces a positive wind stress curl that also contributes to upwelling. The upwelling contributions of coastal Ekman divergence and Ekman pumping are difficult to compare. The former effect is strongly localized nearshore while the latter is more

✉ Adama Sylla
adama.sylla@locean-ipsl.upmc.fr

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

² Sorbonne Universités (CNRS/IRD/MNHN), LOCEAN Laboratory, Paris, France

broadly distributed. Their relative importance thus depends on the choice of an across-shore length scale for how far offshore Ekman pumping is being considered that is often largely arbitrary and studies do not agree yet (Nelson 1976; Halpern 2002; Pickett 2003; Bravo et al. 2016; Torres 2003; Capet et al. 2004).

Among the four EBUSs mentioned above, we concentrate here on the southern part of the so-called Canary Upwelling System (CUS). This upwelling extends from the coast of West Africa at $\sim 10^\circ\text{N}$ to that of the Iberian peninsula around 45°N (Aristegui et al. 2005). A comparison of the four major EBUSs shows that the northwest African coast is the most spatially and seasonally variable one in terms of primary production (Carr and Kearns 2003). This variability is still insufficiently documented and understood despite a number of recent studies including (Mason et al. 2011; Ndoye et al. 2014; Benazzouz et al. 2014; Faye et al. 2015). Based on arguments of seasonality, Aristegui et al. (2009) proposed that this system could be divided into 5 sub-regions. In the north, the Galician coast (42°N – 45°N) and the Portuguese coast (37°N – 42°N) are both characterized by a summer-time upwelling when the wind stress forcing reaches its maximum intensity. Further south, in the region of the Gulf of Cadiz (33°N – 37°N) and the Moroccan coast (21°N – 33°N) upwelling presents a reduced seasonality and is accompanied by the southward branch of the subtropical gyre, namely the offshore Canary current. At the southern end of the CUS the strength and position of the wind is highly influenced by the latitudinal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the associated Azores high pressure area, both oscillating between their northernmost and southernmost positions in summer and winter respectively (Fig. 1). This oscillation of pressure systems generates seasonal wind

and SST fluctuations (Mittelstaedt 1991; Nykjær and Van Camp 1994). In winter, the ITCZ reaches its southernmost position between the geographic equator and 5°S thereby favoring strong northeastern trade winds along the coast of Guinea, Senegal and Mauritania (12°N – 20°N) and thus the upwelling. This is largely responsible for the cold surface waters seen along the coast in Fig. 1. In summer, when the ITCZ reaches its northernmost position (around 15°N), the winds in this region are weak, and even reverse to south westerlies in the southernmost part of the region. In this season, the upwelling is absent along the coast of Senegal and much reduced offshore of Mauritania. In Senegal, this season is also marked by heavy monsoon rainfalls. The Senegalo–Mauritanian Upwelling System (SMUS) has thus a very specific seasonal behavior as compared to the northern part of CUS. This region is the most productive of the five sub-regions. It is the focus of our study.

In 1990, Bakun suggested that an increase of the greenhouse gases concentration in the atmosphere would lead to an intensification of upwelling winds in EBUSs. Given the strong linkages between upwelling and marine ecosystems (Blanchette et al. 2008; Fenberg et al. 2015), such evolution may have very important ecological implications. Precisely, Bakun (1990) hypothesized that inhibition of nighttime cooling and enhancement of daytime heating on land as a result of global warming would lead to the intensification of the continental thermal lows adjacent to upwelling regions. This intensification should lead to increased onshore-offshore atmospheric pressure gradients, accelerated along-shore winds, and thus intensified coastal upwelling circulation. This generic mechanism could in principle be applied to any of the coastal upwelling systems. In the CUS, several analyses have tested this hypothesis. Paleoclimatic

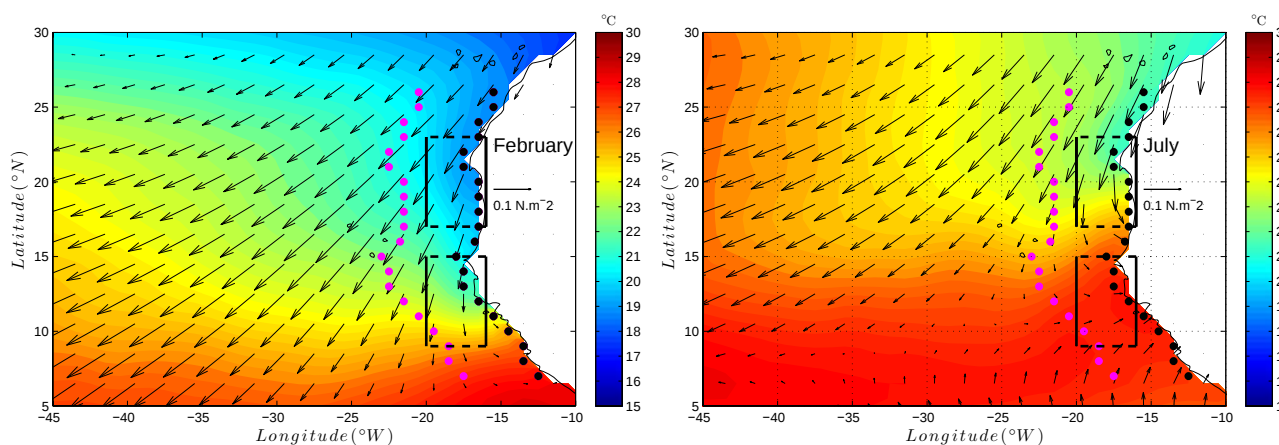


Fig. 1 Colors: SST (HadISST) climatological mean (in $^\circ\text{C}$) in February (left) and July (right) averaged over the period (1985–2005). Vectors: Tropflux climatological wind stress for the same months respectively and the same period. The solid dots indicate the coastal

(black) and offshore (magenta) locations used for the computation of the UI_{SST}^{cross} (see Sect. 3.1.2). The black and magenta dots are separated by 5° of longitude. The black boxes represent the regions used for the computation of the SSH meridional gradient (Sect. 3.3)

reconstructions in the coastal upwelling area off Cape Ghir (30.5°N) have indeed shown a significant cooling of surface waters around the end of the twentieth century, which may reflect an increase of the upwelling intensity (McGregor et al. 2007). Examining the variation of the northern part (near 30.5°N) of the CUS using SST observations datasets and meridional wind observations and reanalysis, Narayan et al. (2010) also concluded that the coastal upwelling intensity has been increasing over the second half of the twentieth century (1960–2001). However other studies are at odds with Bakun's (1990) conceptual view. In particular, Gómez-Gesteira et al. (2008) noted a long-term decrease of the CUS upwelling intensity between 20°N and 32°N from 1967 to 2006 using the AVHRR SST and NOAA time series of zonal Ekman transport. Using reanalysis data sets, Pardo et al. (2011) and Santos et al. (2012) have reached similar conclusions for the region spanning from the Iberian coast to Morocco. Finally, using different wind datasets and reanalyses, Barton et al. (2013) have found no statistically significant change of the annual mean wind intensity off Northwest Africa over the second half of the twentieth century. Using a NCEP/NCAR reanalysis data for 60 years (Sydeman et al. 2014) found that summertime winds have intensified in the California, Benguela, and Humboldt upwelling systems and weakened in the Iberian system and this mentioned this change is equivocal in the Canary system.

The robustness of these previous results is most of the time limited by the lack of sufficiently long and continuous series of observations. In this context and despite their imperfect representation of fine oceanic structures, climate models provide an interesting alternative to explore the consequences of climate change on coastal upwellings. Mote and Mantua (2002) have used simulations of the twentieth and twenty-first century (1990–2080) based on the NCAR-CSM (Boville and Gent 1998) and the HadCM3 (Gordon et al. 2000) climate models to compute upwelling indices for the four EBUSs including the CUS (over the latitude range 13°N–30°N). They did not find any significant change in the summer upwelling intensity and phasing of the seasonal cycle. More recently, Wang et al. (2015) have analyzed historical and future simulations of 22 CMIP5 Earth system models over the period 1950–2099. Focusing again on the summer season and the offshore wind-driven Ekman transport, they found that the CMIP5 models exhibit a strengthening of the upwelling intensity in the poleward sectors of all EBUSs except the California current system. On the other hand, they found a weakening of the *summertime* upwelling intensity at lower latitudes, that is between ~15°N and 25°N for the CUS. A distinction between the northern and southern parts of the CUS was also made in Cropper et al. (2014) for the recent period based on atmospheric reanalyses and in the meta-analysis of Sydeman et al. (2014). According to Wang et al. (2015) and as opposed to Bakun's hypothesis,

an increase in the land-sea thermal difference in this region in summer is expected to strengthen the southwesterly monsoon circulation that drives downwelling-favourable winds in the subtropics. All these studies only relate to the summer season, when there is little upwelling along the Senegalo–Mauritanian coast.

To our knowledge, the future of the SMUS has not been investigated for the cold upwelling season, in spite of its primary importance to the functioning of the ecosystem (Zeeberg et al. 2008; Arístegui et al. 2009). In this paper, we study this system and its future, using climate models. In spite of their rather coarse resolution and biases in the tropical North Atlantic (Richter and Xie 2008; Wahl et al. 2011; Richter et al. 2014) such simulations (presented in Sect. 2) are the only available tool to investigate the upwelling's future. We will define a number of indices to characterize the intensity of upwelling process and its thermal signature in such large scale models, and we will investigate the representation of these indices in the different simulations under present-day conditions. This approach will allow us to propose a first comparison of the different models assessing their ability to represent west African upwelling dynamics and its signature on SST (Sect. 3). The response of upwelling indices to global warming is analyzed in Sect. 4. Discussion and conclusion are offered in Sects. 5 and 6 respectively.

2 Data

2.1 Model data

This study is based on the CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5) data base. This database has already been extensively used for oceanic and climatic studies in the eastern tropical North Atlantic. Several authors have highlighted the general warm SST bias in this region (Breugem et al. 2008; Richter and Xie 2008; Grodsky et al. 2012; Wahl et al. 2011) potentially due to a surface wind bias during spring (March–May) season (Chang et al. 2007; DeWitt 2005; Richter et al. 2012) and the poor-representation of low levels clouds (Huang et al. 2007). In order to investigate how the seasonality and intensity of SMUS may change in the future, we have compared the output of historical simulations with simulations of the twenty-first century for the RCP8.5 scenario. The monthly sea surface temperature is available, for the historical period in 47 simulations (Table 1). In terms of oceanic variables, we have also used the sea surface height above geoid, the upward ocean mass transport, the upper-ocean mixed layer depth and the atmospheric wind stress seen by the ocean. When the latter was not available, we have used the atmospheric surface wind velocity instead, which we converted offline into a wind stress following the procedure described below.

Table 1 List of the CMIP5 simulations used in this study

Model	Available data		Depth (in m) used to compute U_w
	Acronym	Historical RCP85	
1	ACCESS1-0	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas,	49
2	ACCESS1-3	sst, wind stress, ssh, wmo, psl, pr, uas, vas	54
3	bcc-csm1-1	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	30
4	bcc-csm1-1-m	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	30
5	CanCM4	sst, ssh psl, pr	
6	CanESM2	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	49
7	CSIRO-QCCCE	sst, wind stress, ssh psl, pr, uas, vas	
8	CNRM-CM5	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	44
9	CNRM-CM5-2	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr	40
10	CMCC-CM	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr,	30
11	CMCC-CMS	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	40
12	CMCC-CESM	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	50
13	CCSM4	sst, wind stress, ssh, mld, wmo, psl, pr, uas, vas	49
14	CESM1-CAM5-1-FV2	sst, wind stress	
15	CESM1-CAM5	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	41
16	CESM1-FASTCHEM	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr	49
17	CESM1-WACCM	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr	42
18	CESM1-BGC	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	51
19	EC-EARTH	sst, wind stress psl, pr, uas, vas	
20	FIO-ESM	sst, wind stress psl, pr, uas, vas	
21	GFDL-CM2p1	sst, wind stress, ssh psl, pr	
22	GFDL-CM3	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	32
23	GFDL-ESM2G	sst, wind stress, ssh, mld psl, pr, uas, vas	
24	GFDL-ESM2 M	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	37
25	GISS-E2-H-CC	sst psl, pr, uas, vas	
26	GISS-E2-R-CC	sst, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	30
27	GISS-E2-H	sst psl, pr, uas, vas	
28	GISS-E2-R	sst, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	30

Table 1 (continued)

Model	Available data		Depth (in <i>m</i>) used to compute U_w
	Acronym	Historical RCP85	
29	HadCM3	sst psl, pr, uas, vas	
30	HadGEM2-CC	sst psl, pr, uas, vas	40
31	HadGEM2-ES	sst psl, pr, uas, vas	40
32	HadGEM2-AO	sst, wind stress psl, pr, uas, vas	
33	IPSL-CM5A-LR	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	49
34	IPSL-CM5A-MR	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	36
35	IPSL-CM5B-LR	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	56
36	INM	sst, wind stress, ssh, wmo, psl, pr, uas, vas	
37	LASG-IAP	sst, wind stress, ssh, wmo, psl, pr, uas, vas	50
38	LASG-CESS	sst, ssh psl, pr	
39	MRI-CGCM3	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	54
40	MRI-ESM1	st, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	56
41	MIROC-ESM	sst, wind stress, ssh psl, pr, uas, vas	
42	MIROC5	sst, wind stress, ssh wmo, psl, pr, uas, vas	50
43	MPI-ESM-LR	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	39
44	MPI-ESM-MR	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	39
45	MPI-ESM-P	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr	39
46	NorESM1-ME	sst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	69
47	NorESM1-M	ssst, wind stress, ssh, mld wmo, psl, pr, uas, vas	70

The third and fourth columns list the variables that were available for our study: surface temperature (sst), wind stress, sea surface height (ssh, called zos in the CMIP5 database), mixed layer depth (mld, omlmax in the CMIP5 database), sea level pressure (slp), precipitation (pr), zonal and meridional surface wind components (uas and vas) and upward ocean mass transport (wmo). This latter variable (given in kg s^{-1} in the CMIP5 outputs) has been systematically converted into vertical velocity (in m s^{-1}). For this conversion, we have used the average density of sea water in the region of the study [12°N – 20°N ; 6°W – 20°W] estimated from the SODA reanalysis (Carton and Giese 2008). The last column indicate the depth which compute the direct estimation of the total upwelling transport (see “Appendix B” for details)

Regarding atmospheric variables, we have also used the sea level pressure and the precipitation rate. Variables availability is indicated in Table 1 for each climate model that has been retained. The reader is referred to the CMIP5 data base for more information on each of these models. For each variable, we have constructed the average seasonal cycle over the period (1985–2005) (hereafter “present”) and the period (2080–2100) (hereafter “future”) from the historical (Taylor et al. 2012) and the RCP8.5 (Riahi et al. 2011) simulations respectively. When several ensemble members are available, we only selected the first one, in order to assign the same

weight to all the models. To facilitate the analyses, all outputs have subsequently been interpolated over a regular 1° grid using a bilinear interpolation method as in Rykaczewski et al. (2015).

Some model (BCCBCC-CSM1-1, BCC-CSM1-1-m, HadCM3, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R) only provide near-surface winds, and not the wind stress at the air–sea interface. The relationship between the wind speed and the wind stress is usually written as a bulk formula under the form

$$\tau_x = \rho_a C_d (uas^2 + vas^2)^{1/2} uas \text{ and } \tau_y = \rho_a C_d (uas^2 + vas^2)^{1/2} vas, \quad (1)$$

with uas and vas the zonal and meridional wind components respectively, C_d the drag coefficient and ρ_a the air density ($\rho_a = 1.22 \text{ kg m}^{-3}$). For the simulations listed above, the wind stress was computed using Eq. (1) and $C_d = 0.0014$ following Santos et al. (2012) [see “Appendix A” for more details]. In these cases, the derived wind stress is used in both the historical and future simulations to minimize biases coming from this offline computation. For all the other models, the oceanic wind stress provided in the data base is used. Note that CanCM4 and LASG-CESS models provide neither the wind stress nor the near-surface wind, even over the historical period. All missing data are marked with a dark blue band over Figs. 4, 5, 6 and a missing bar in Figs. 7, 8, 9 and 10. Note also that not all models provide the oceanic mixed layer depth (see Table 1). Given the potentially critical dependency of our results on estimations of the MLD, we only show computations involving this variable for models which provide it directly in the database. In other words, we do not attempt to recompute any mixed layer depth.

The multi-model mean (MMM) is also systematically given for each index over both the historical and future period. The number of models incorporated in the calculation of a given MMM index varies according to availability of the input variables for that index, which can differ for present and future. When relevant, the significance of the sign of the MMM is tested statistically according to the number of available models and their spread (t test of the mean considering that each model is independent). The significance of the changes in the future is also tested using a t test that considers each available model as independent. Each significance is given at the 95% confidence level.

The analyses presented below frequently considers two sub-domains of the SMUS: a northern subdomain between 16°N and 20°N (hereafter nSMUS for “northern part of SMUS”) and a southern subdomain between 12°N and 15°N (hereafter sSMUS for “southern part of SMUS”). 15°N is the latitude of Cape Verde. The latter is a well-known geomorphological irregularity with known dynamical implications in the ocean (Roy 1998; Alpers et al. 2013; Ndoye et al. 2014) and (Kounta et al. 2018). This separation nevertheless arose naturally from our analyses for reasons that will become progressively apparent to the reader. In particular, we find that the late twentieth century upwelling projections differ for the two sub-domains.

2.2 Validation data sets

In order to evaluate the model outputs over the historical period, we have used several observation and reanalysis data sets. As for the climate models outputs, all the validation

datasets have been interpolated on a regular 1° grid, when not originally provided on this grid. Except otherwise specified (Quikscat and AVISO data sets, see below), we use monthly climatologies built over the 1985–2005 time period, i.e., consistent with the period defining present conditions in the climate simulations.

We have used the Extended Reconstructed Sea Surface Temperature data set (ERSST-v3b, Smith and Reynolds 2003) produced by NOAA at 2° spatial resolution. In order to account for uncertainty on SST observations, we have also used the gridded SST data set from the Met Office Hadley Centre HadISST (Rayner et al. 2003). This data is provided on a 1° latitude–longitude grid from 1870 to present.

To evaluate the model wind stresses, we have used the 0.25° resolution Quikscat wind stress climatology for the period 2000–2009 extracted from the <https://podaac.jpl.nasa.gov> database. The period 2000–2009 is approximately that of the satellite mission. It does not exactly match the “present” period considered in the climate models and this adds a slight uncertainty in the comparison with the climate models outputs. However, the inter-models differences shown below are larger than possible differences between the 1985–2005 and 2000–2009 wind stress climatologies. These direct observations have been compared to the TropFlux reanalysis. This data set combines the ERA-Interim reanalysis for turbulent and long-wave fluxes, and ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) surface radiation data for shortwave fluxes. This wind stress product is described and evaluated in Praveen Kumar et al. (2013).

Meridional sea surface height (SSH) gradients play an important dynamical role in the SMUS as in other coastal regions (see Sect. 3.3). To evaluate the models representation of SSH along the coast, we use the AVISO satellite altimetry product (www.aviso.altimetry.fr; Ducet et al. 2000). This data covers the period 1993–2013 at 0.25° spatial resolution. For comparison, we have also used the GODAS monthly SSH (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/gridded/data.godas.html>), a monthly reanalysis provided at 0.333° latitude $\times$ 1° longitude of resolution. Again these two data sets are averaged over the period (1993–2005) and interpolated over a 1° longitude–latitude regular grid. Quantifying the effect of the SSH gradient on the geostrophic transport requires an estimation of the oceanic mixed layer depth (MLD). We use the climatology from de Boyer Montégut et al. (2004) available at the spatial resolution of 2° .

To analyse the influence of the large scale atmospheric circulation on the Senegalo–Mauritanian upwelling over the recent period, we have used sea level pressure fields from ERAI, originally available at $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ resolution (Dee et al. 2011). We have also used the monthly precipitation observations of the Global Precipitation Climatology Project available at <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcp.html>. The GPCP data cover the period 1979

intensity and exact latitudinal position differ. The amplitude of $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$ in the models ranges from roughly 3 °C (IPSL-CM5B-LR) to more than 8 °C (GFDL models). In several models (BCC models, CSIRO-QCCCE, CSIRO-BOM, CMCC-CESM, CCSM4, EC-EARTH, LASG-IAP, LASG-CESS, MRI family, MIROC5, NorESM1 group) $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$ is amplified only in the nSMUS and this feature affects the MMM. Conversely, marked seasonalities even extend north of 20°N in the FIO-ESM, the GFDL family and MIROC-ESM.

Only a few models appear to have $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$ with realistic amplitude in the correct latitudinal band (12°N–20°N roughly). With respect to this criterion, the most realistic models appear to be CCCma, CMCC-CM, CMCC-CMS, CNRM, the HadGEM2 family and LASG-IAP. The CMIP5 Multi Model Mean (MMM) exhibits a realistic magnitude of the SST seasonal cycle, with a maximum of 5–6.5 °C around 15°N. This is slightly weaker than observed, and this weakness is more pronounced in the sSMUS.

3.1.2 SST upwelling index (UI_{sst}^{cross})

The difference of SST between the coast and the offshore ocean has been widely used to characterize upwelling intensity (e.g., Speth 1978; Mittelstaedt 1991; Santos et al. 2005; Gómez-Gesteira et al. 2008; Lathuilière et al. 2008; Marcello et al. 2011; Benazzouz et al. 2014). It is generally referred to as the SST Upwelling Index and abbreviated here as UI_{sst}^{cross} . Gómez-Gesteira et al. (2008) argue that UI_{sst}^{cross} lacks robustness because it is sensitive to a variety of processes and in particular the intensity of heat fluxes warming upwelling waters as they reach the surface. Remote modes of climate variability such as ENSO can also result in UI_{sst}^{cross} changes that are not related to coastal upwelling dynamics. Despite these caveats, UI_{sst}^{cross} is useful to measure the impact of upwelling on the SST zonal structure and to characterize the temporal variability of the system. For each latitude, we define the coastal SST (SST_{coast}), as the SST at the ocean grid box closest to the coast (black points in Fig. 1). The offshore SST (SST_{ocean}) is the SST of the grid box located 5° away from the coast at the same latitude (magenta points in Fig. 1). UI_{sst}^{cross} is then defined as:

$$UI_{sst}^{cross} = SST_{ocean} - SST_{coast}. \quad (2)$$

Upwelling conditions thus correspond to positive values of this index. The 5° spacing between the coastal and offshore SST has been chosen following previous studies (e.g. Cropper et al. 2014). Spacings of 7° or 9° have also been tested with no significant differences in the results (not shown).

Figure 3 (first two columns) shows the seasonal evolution of UI_{sst}^{cross} averaged in latitude bands over the nSMUS (noted $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$) and the sSMUS ($\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$) over one climatological year in the two observation data sets. The general patterns are similar for the two datasets and consistent with previous studies (Nykjær and Van Camp 1994; Lathuilière et al. 2008; Santos et al. 2012).

In the nSMUS (Fig. 3a), the coastal upwelling is marked by positive winter values from November to June well apparent in both data sets (first two columns). In this latitude band, roughly two-third of the models exhibit a change of sign between summer and winter, with a consistent positive $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$ in winter. On the contrary, some models (CanCM4, CanESM2, CMCC-CM, CMCC-CMS, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, HadGEM2-AO and IPSL-CM5A-LR) show positive values all year long, albeit for most of them with relatively weak values in summer indicating that the latitude band of permanent upwelling is displaced to the south compared to observations (where it is restricted to the north of Cape Blanc, 20°N). In spite of these differences, the multi-model mean (MMM) is remarkably consistent with the observations. It is significantly different from zero at the 95% of confidence level from November to May according to the student test with respect to the model configurations spread.

In the sSMUS (Fig. 3b), the positive values of the $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$ are only observed from December to May in both data sets. The models perform poorly in this latitudinal range. The multi-model mean is negative all year round, albeit with very weak values in winter, and only significantly different from zero during summer again as a consequence of the spread of the models behaviors. The models tend to show either year-long negative $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$ (no surface signature of the upwelling, CESM group, FIO-ESM GFDL, GISS), a year long positive $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$ (permanent signature of the upwelling CNRM, LASG, NorESM1 families), or even a seasonality with the reversed sign (MPI family). The HadGEM2-CC, HadGEM2-ES and HadGEM2-AO simulations stand out as the only ones with a correct seasonality, yet with some deficiencies in terms of phasing and amplitude.

To conclude, $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle$ appears as a challenging indicator of the surface thermal signature of the upwelling intensity. Specifically, the models fail to reproduce its seasonality in the southernmost region of SMUS, probably due to a bias of the ITCZ position. The origin of this bias is further explored below, in relation to the seasonality of the wind intensity and direction along the west African coast. The diffuse nature of coastal upwelling in low-resolution models is also probably a source of difficulty (see Sect. 5).

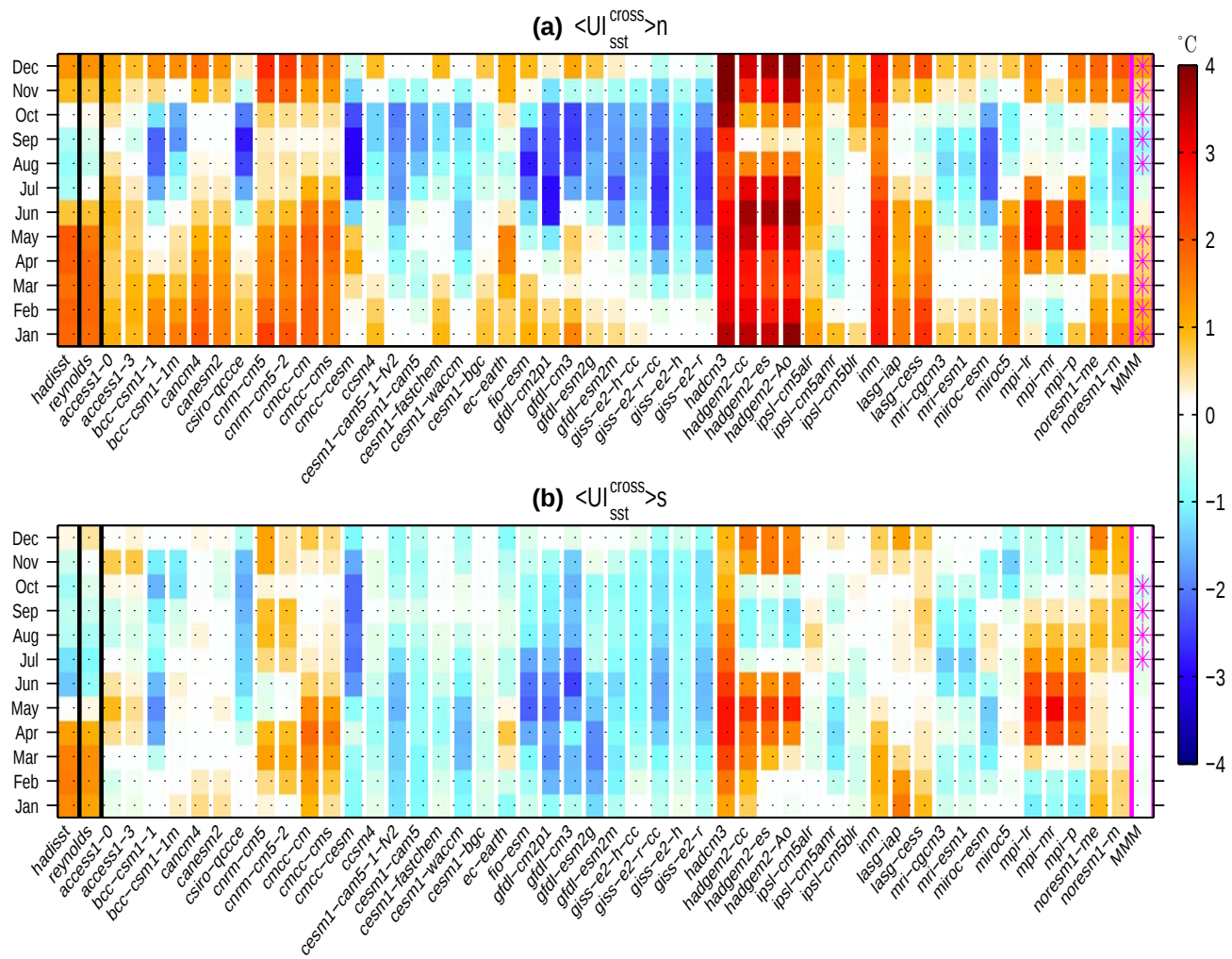


Fig. 3 **a** Monthly climatology (1985–2005) of UI_{sst}^{cross} , averaged over the northern part of the Senegalo–Mauritanian area [nSMUS, (16°N–20°N)], called $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$. **b** Same as panel a for the southern zone [sSMUS, (12°N–15°N)], $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$. The first two columns on the left (highlighted in black) show the results for the two observa-

tional data sets, the other columns show the individual CMIP5 models and the last column in the right, highlighted in magenta, shows the multi-model mean (MMM). Positive (negative) values correspond to upwelling (downwelling) conditions. The magenta stars in the last column mark the months for which the MMM is significant at the 95% level with respect to the multimodel spread

3.2 Wind-based characterization of upwelling

3.2.1 Contribution for the Ekman transport coastal divergence (UI_{wind}^{div})

Assuming that the Senegalo–Mauritanian coast is orientated meridionally, which is nearly true in the climate models, the Ekman transport can be quantified as:

$$UI_{wind}^{div} = \frac{-\tau_y}{\rho_w f}, \quad (3)$$

where τ_y is the meridional wind stress component at the grid box closest to shore, ρ_w the sea water density, and f is the Coriolis parameter. ρ_w is chosen equal to 1025 kg m^{-3}

for our region of interest. UI_{wind}^{div} is expressed in $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ and upwelling conditions correspond to positive UI_{wind}^{div} .

Figure 4 shows the climatological cycle of UI_{wind}^{div} averaged over the nSMUS ($\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$) and sSMUS ($\langle UI_{wind}^{div} \rangle_s$) for the validation data sets, each model configuration, and the multi-model mean. The seasonality of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ (Fig. 4a) is modest: the wind index shows a seasonal reduction in summer, but without any change of sign. It nevertheless reaches such weak values that upwelling dynamics may become secondary for the SST budget, hence a plausible reason for the absence of upwelling signature on coastal SSTs as seen above. Most models appropriately capture this characteristic, albeit with a tendency to overestimation. A notable exception is the GFDL family for which the ITCZ may migrate too far to the north in summer, thereby leading to a wind

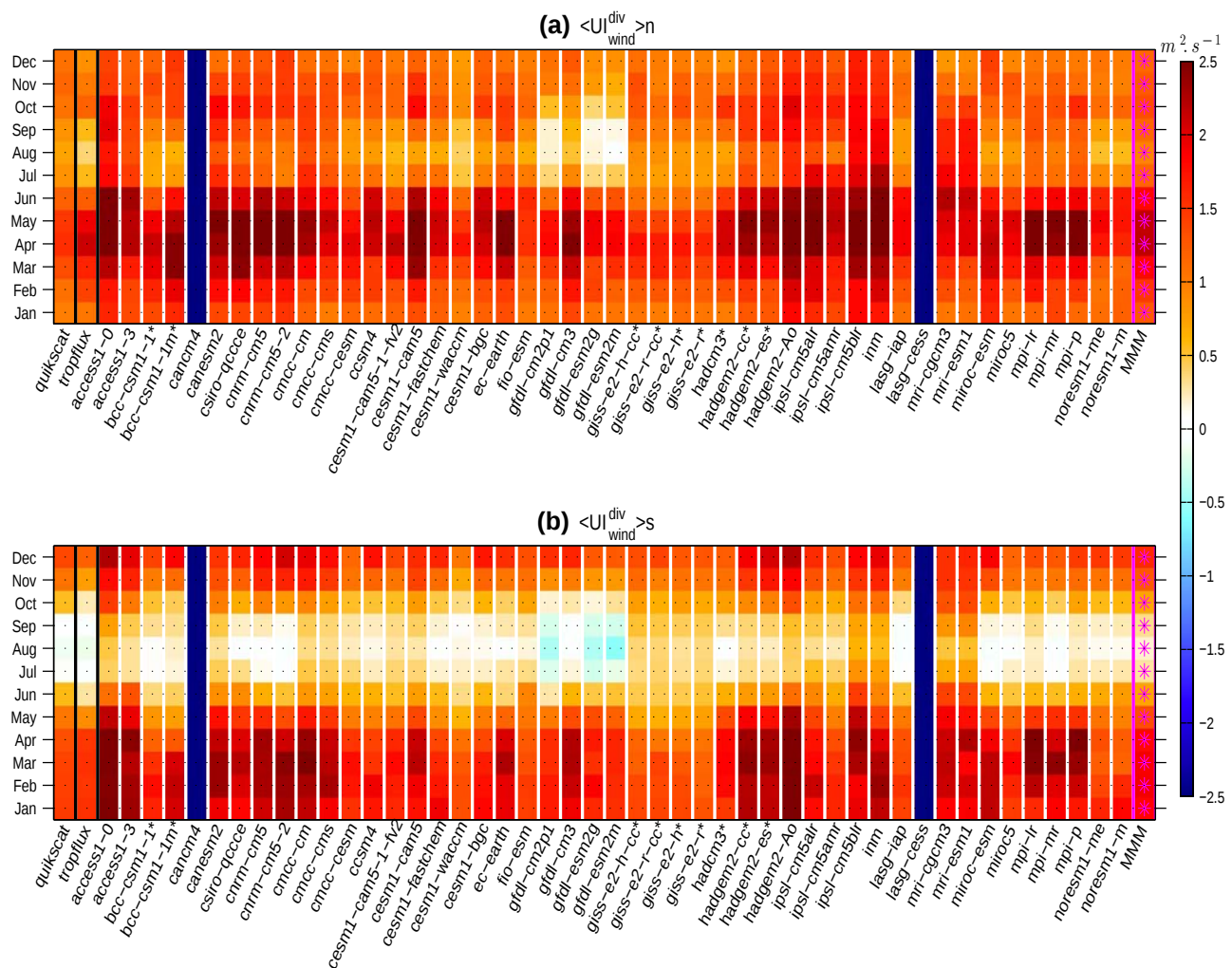


Fig. 4 Monthly climatology of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle$ averaged over the northern part [16°N–20°N] (a, $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$) and the southern part [12°N–15°N] (b, $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_s$) of the Senegalo–Mauritanian upwelling region and computed over (1985–2005). On both panels, the first two columns on the left (highlighted in black) show the index in the two validation data sets. The other columns show the individual CMIP5 simulations and the last column in the right (in magenta) shows the multi-model

mean (MMM). Positive (negative) values correspond to upwelling (downwelling) conditions. The two dark blue columns stand for models for which neither the near surface wind intensity nor the wind stress was available (CanCM4 and LASG-CES). The simulations for which the oceanic wind stress was not given directly in the CMIP5 data base and was thus computed offline following the methodology described in “Appendix A” are marked by a star following their name. See Fig. 3 for comments on the magenta stars

seasonal cycle that is more strongly marked in nSMUS than in the other ones and the data. These models were also characterized by a systematic northward shift of the SST seasonal cycle pattern ($\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$, Fig. 2). As for the MMM, it is very close to the observations and it is significant at the 95% level for all months of the year.

The seasonal cycle of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_s$ (Fig. 4b) is more clearly marked than the one of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ in the data, and this is well reproduced in the models. Interestingly, in the southern sector the wind remains upwelling-favorable from October to June but the signature of the upwelling on observed SSTs ($\langle UI_{wind}^{div} \rangle_s$) is restricted to the period December–May. This one-month lag between the cycle of the upwelling driver and

that of its SST signature has been noted before (e.g., Nykjær and Van Camp 1994; Cropper et al. 2014). A plausible explanation is that the overall weakness of the winds at the beginning and end of the season makes upwelling particularly susceptible to counteracting effects, mean stratification and/or air–sea heat fluxes. The surface expression of the upwelling can also be delayed by the time it takes for the upwelling to draw deep waters to the surface. Furthermore, biannual baroclinic coastal trapped waves with amplitude ~ 10 to 20 m modulate the upwelling seasonal cycle (Kounta et al. 2018) and may also complicate interactions between wind forcing and the SST response. Again, the MMM is significant at the 95% confidence level all year months and relatively close to

the observations. Therefore, no systematic wind bias plagues the climate simulations in the SMUS.

3.2.2 Effect of the offshore Ekman pumping

The Ekman suction/pumping averaged along 16°W to 20°W is defined as:

$$\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle = \left\langle \frac{1}{\rho_{\text{wf}}} \nabla \times \tau \right\rangle_{\text{longitude}}, \quad (4)$$

where $\nabla \times \tau$ is the curl of wind stress. This term is expressed in m day^{-1} . Given that the wind stress values that we use are located at the center of our working grid cells following several interpolations, it is not entirely clear whether the

nearshore integration bound should be right at the coast or one grid cell away. We choose to include the grid cell closest to shore. Doing otherwise slightly changes our results quantitatively but does not affect our conclusions (not shown).

In Fig. 5 both observational dataset (first two columns of each panels) show that $\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle_s$ is maximum in winter (Fig. 5b) and $\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle_n$ in spring (Fig. 5a). This mainly follows the seasonality of the meridional wind stress intensity seen in Fig. 4. Models generally yield stronger values than the observations. This tendency is particularly marked in the CCSM4, CESM1, GFDL, MIROC, and MRI groups. INM is the only simulation which exhibits negative (downwelling) values during spring in the nSMUS. As observed for Ekman transport, the MMM is close to the observations and significantly different from zero at the 95% level all year months.

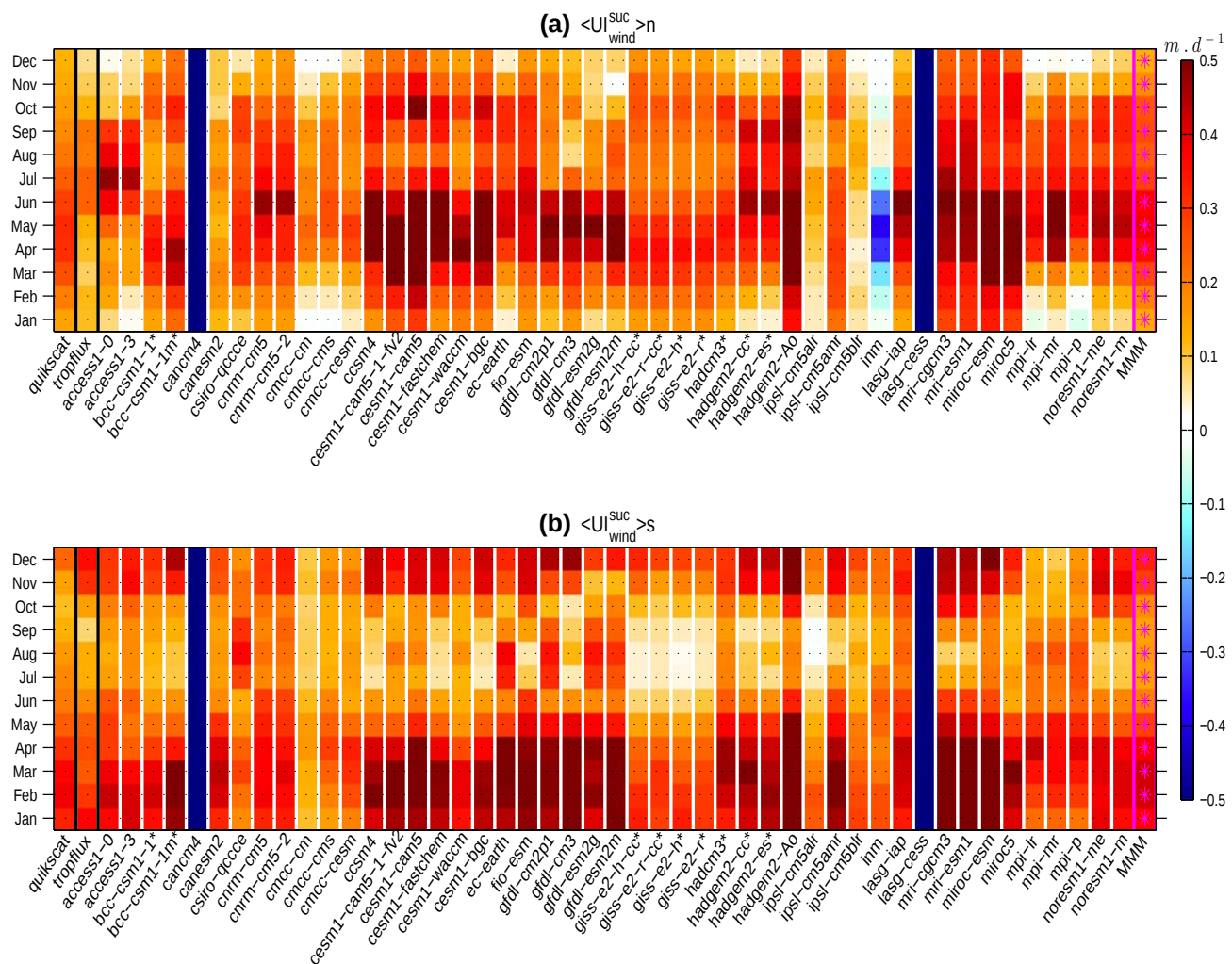


Fig. 5 Monthly climatology of the Ekman suction index $\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle$ averaged between (16°W – 20°W) and over the northern part (16°N – 20°N) (a, $\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle_n$) and the southern part (12°N – 15°N) (b, $\langle U_{\text{wind}}^{\text{suc}} \rangle_s$) of the Senegalo–Mauritanian upwelling. The first two columns on the left (highlighted in black) show the two observational

data sets, the other columns show the individual CMIP5 simulations and the last column in the right (in magenta) shows the (MMM) computed over (1985–2005). The dark blue columns stand for the models which did not provide any wind data (CanCM4 and LASG-CESS). See Fig. 3 for comments on the magenta stars

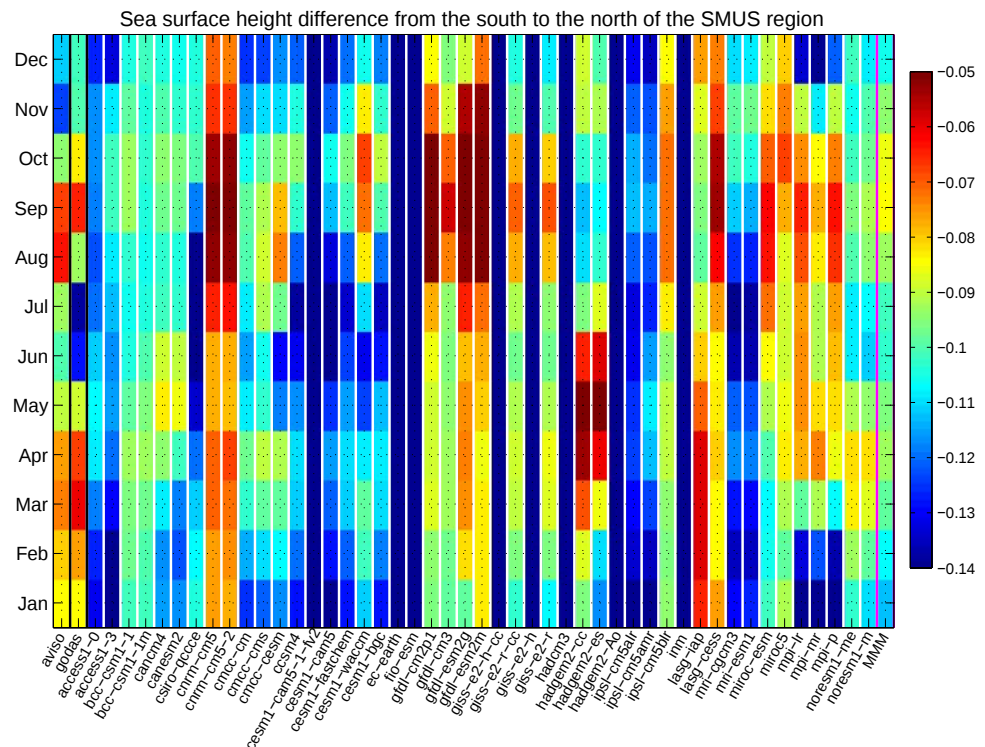
3.3 A counteracting effect: the onshore geostrophic flow

As discussed by Marchesiello and Estrade (2010) and Ndoye et al. (2017) for example, the region of southern CUS region is characterized by a southward gradient of sea surface height which drives an onshore geostrophic flow. This flow can produce a convergence of water near the coast and therefore counteract the upwelling. Jacox et al. (2018) unambiguously demonstrate that upwelling indices accounting for this geostrophic contribution provide an improved characterization of the local vertical transport. In order to quantify this effect, we have examined the SSH climatology from the AVISO satellite data and the GODAS reanalysis, as well as in the climate models. The SSH meridional gradient is computed as the difference between the SSH averaged over two regions bordering the SMUS region to the north and to the south (black boxes in Fig. 1). In the validation data (Fig. 6, first bars on the left), the SSH difference is indeed negative all year long, thus potentially inducing an onshore geostrophic flow. It undergoes semi-annual oscillations with maxima (resp. minima) in November–December and in June (resp. August–September and February–April). This effect thus seems to be maximum at the beginning and at the end of the upwelling season. It could explain the subtle time mismatch mentioned in Sect. 3.2 between $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle$ and $\langle UI_{wind}^{div} \rangle$ with the geostrophic coastward flow preventing the SST cold anomalies to develop at the beginning and

end of the upwelling season. In the climate models, the SSH difference is also always negative, but its seasonality differs strongly among models and hardly mimics the data. The SSH difference is strong all year long in many models (for example ACCESS1-0, ACCESS1-3, CESM1-CAM5, CESM1-FASTCHEM, IPSL-CMA-LR, IPSL-CM5A-MR), which are in many cases those with low $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$ (Fig. 2) and/or limited $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle$ (Fig. 3). This correspondence could confirm the counteracting effect of this geostrophic flow on the upwelling signature. In other models, the SSH difference is relatively weak (e.g.: CNRM, GFDL, LASG-IAP, LASG-CESS). Averaging over this diversity of model responses yields a weak seasonal cycle for the MMM but the timings for the two seasonal minima (only August–September) and maxima are correct. The MMM is not significantly different from zero.

Note that the choice of the offshore location where the cross-shore geostrophic transport should be computed is a source of difficulty. It may seem natural to compute it as close to the shore as possible (Jacox et al. 2018). In the models used here, doing so did not affect the results (not shown). On the other hand, it should be kept in mind that in reality and in finer resolution simulations, along-shore pressure gradients are significantly affected by the transition between the open/deep ocean and the continental shelf. Viscous effects may also become important nearshore. Therefore, we have used reference points situated slightly offshore as several studies have done (Colas et al. 2008; Marchesiello and Estrade 2010).

Fig. 6 Monthly climatology of the meridional sea surface height difference (units: m) between the region (9°N – $15^{\circ}\text{N}/16^{\circ}\text{W}$ – 20°W) and the region (17°N – $23^{\circ}\text{N}/16^{\circ}\text{W}$ – 20°W). These regions are highlighted in Fig. 1 (black boxes). The first column on the left shows results from AVISO satellite data [period (1993–2005)], and the second one from the GODAS reanalysis (1985–2005). The following columns show the results of the climate simulations for the period (1985–2005). The last column on the right (highlighted in magenta) shows the (MMM). The dark blue columns stand for the simulations which did not provide the SSH data (CESM1-Cam5-1-fv2, EC-EARTH, FIO-ESM, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, HadCM3, HadGem2-AO)



3.4 Quantitative assessment of the upwelling rate

We now propose to integrate the terms diagnosed above that contribute to the upwelling of subsurface water so as to provide a bulk assessment of the upwelling rate. This integration is performed over the entire upwelling area defined as $[12^{\circ}\text{N}–20^{\circ}\text{N}]/[16^{\circ}\text{W}–20^{\circ}\text{W}]$ and over the whole upwelling season running from November to May. Figure 7a (green bars) shows the integrated effect of UI_{wind}^{div} . Here, we assume that all the water volume displaced zonally due to Ekman divergence along the coast is fed by upwelling, thereby neglecting any possible convergence/divergence of the alongshore flow (Yoon and Philander 1982). Under this simplifying assumption, the integrated UI_{wind}^{div} terms leads to an upwelling of 1.2–1.4 Sv in the observations and reanalysis, while the models range from 1 Sv (CESM1-CAM5-1-FV2, CESM1-WACC, GISS family, HadCM3) to 2.25 Sv (HadGEM2-AO). The integral of the UI_{wind}^{suc} term (yellow bars) computed from QuikSCAT and TropFlux both yield an upwelling of about 1.1–1.3 Sv. In both wind data sets, the effect of UI_{wind}^{div} slightly dominates over UI_{wind}^{suc} with a ratio between the two contributions of 1.6 (QuikSCAT) to 1.9 (TropFlux). The models tend to systematically overestimate UI_{wind}^{div} . The integrated value of the Ekman suction in the models ranges between 0.25 and 0.5 Sv (ACCESS1 and IPSL families) and about 2.75 Sv (HadGEM2-AO). The spread is larger for UI_{wind}^{suc} , with some models overestimating the data and others underestimating them. UI_{wind}^{div} dominates over UI_{wind}^{suc} in 22 out of the 45 simulations for which the computation was possible (ACCESS, CSIRO-BOM, CNRM, CMCC, IPSL, MPI). Similar ratios as in the data are found in several individual models (BCC, EC-EARTH, CCSM4, CESM1). In the MMM, the contribution of UI_{wind}^{div} is $1.62\text{ Sv} \pm 0.08$ while the UI_{wind}^{suc} induces $1.08\text{ Sv} \pm 0.19$ of upwelling. Both components are 20–50% above observed values but their ratio corresponds quite well to what is found in the data (1.5). No significant difference in terms of the relative importance of the two Ekman processes was found when considering the southern and the northern sectors separately (not shown).

The physical and biogeochemical responses to coastal divergence and Ekman suction differ in important ways (Capet et al. 2004; Renault et al. 2016). As a first approach, the two may nonetheless be added up to provide an estimate of upwelling strength. Jacox et al. (2018) have recently suggested that the effect of Ekman processes should be estimated globally from the integration of Ekman transport along the boundaries (north, west, and south) of the region of interest. Comparison of this approach with the one proposed here has shown that both methodologies generally yield very similar results (not shown). In the validation data sets, the difference is less than 5%, with the Jacox's et al. (2018) approach leading to slightly stronger results, while

the multimodel mean is weakened by approximately 10%. A final refinement consists in accounting for the effect of the onshore geostrophic transport. The latter can be estimated as follows:

$$T_{geo} = MLD \cdot \frac{g}{f} (SSH_{north} - SSH_{south}), \quad (5)$$

where T_{geo} is the vertical transport (in Sv) due to the zonal current generated from the meridional SSH gradient in the mean of Mixed Layer Depth (MLD, in meters) in the SMUS region, g is the gravity coefficient ($g = 9.81\text{ m s}^{-2}$), $SSH_{north} - SSH_{south}$ is the meridional difference of sea surface height as computed in Sect. 3.3. T_{geo} is thus an estimate of the zonally averaged geostrophic transport in the SMUS region. The zonal averaging is such that the transport is centered at 18°W in water depths of 2000 m or more. As apparent in (5), we only account for the transport within the mixed layer (see Marchesiello and Estrade 2010). T_{geo} is counted negative eastward following the sign convention used to quantify the upwelling. The result of this computation is shown in black in Fig. 7a. All models and validation datasets show a negative (counteracting) contribution of this term. Note though that, as for the Ekman divergence, a net geostrophic onshore flow at 18°W may in part be linked to an intensification of alongshore currents ($\frac{\partial v_{geo}}{\partial y} > 0$), and not only counteracting the upwelling. The MRI model is probably a case where this effect plays an important role (if not the geostrophic onshore effect would produce an unrealistic downwelling transport of 6 Sv). In the other models, T_{geo} ranges from 0.25 Sv (ACCESS-1–3) to 2 Sv (CNRM family and CESM1–CAM5). The contribution of the geostrophic term is stronger in the MMM ($1.59\text{ Sv} \pm 0.56$, computed from only 22 simulations) than in the validation datasets (0.54 Sv and 0.5 Sv respectively). This threefold bias indicates a possibly important model deficiency that would warrant further investigation.

As a first approximation of the upwelling intensity, we thus consider the integrated sum of the Ekman transport (UI_{wind}^{div}), the Ekman suction (UI_{wind}^{suc}) and the geostrophic flow in the mixed layer T_{geo} . We refer to this sum (Ekman processes and geostrophic flow) as the total upwelling index (UI_{total}). This latter term is $\sim 1.5\text{ Sv}$ to 1.75 Sv in the two data estimations respectively). Because of the very strong effect of the onshore geostrophic flow, UI_{total} is negative in MRI, suggesting a downwelling. This result is inconsistent with the integrated vertical velocity over the region (grey bar) and with the SST-derived indices shown in Figs. 2 and 3. This being said, MRI is one of the models with weak upwelling signal in $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$. The downwelling effect of SSH may thus indeed be relatively strong in this model but as indicated above, we suspect that the approximations underlying the construction of UI_{total} are not fully valid in

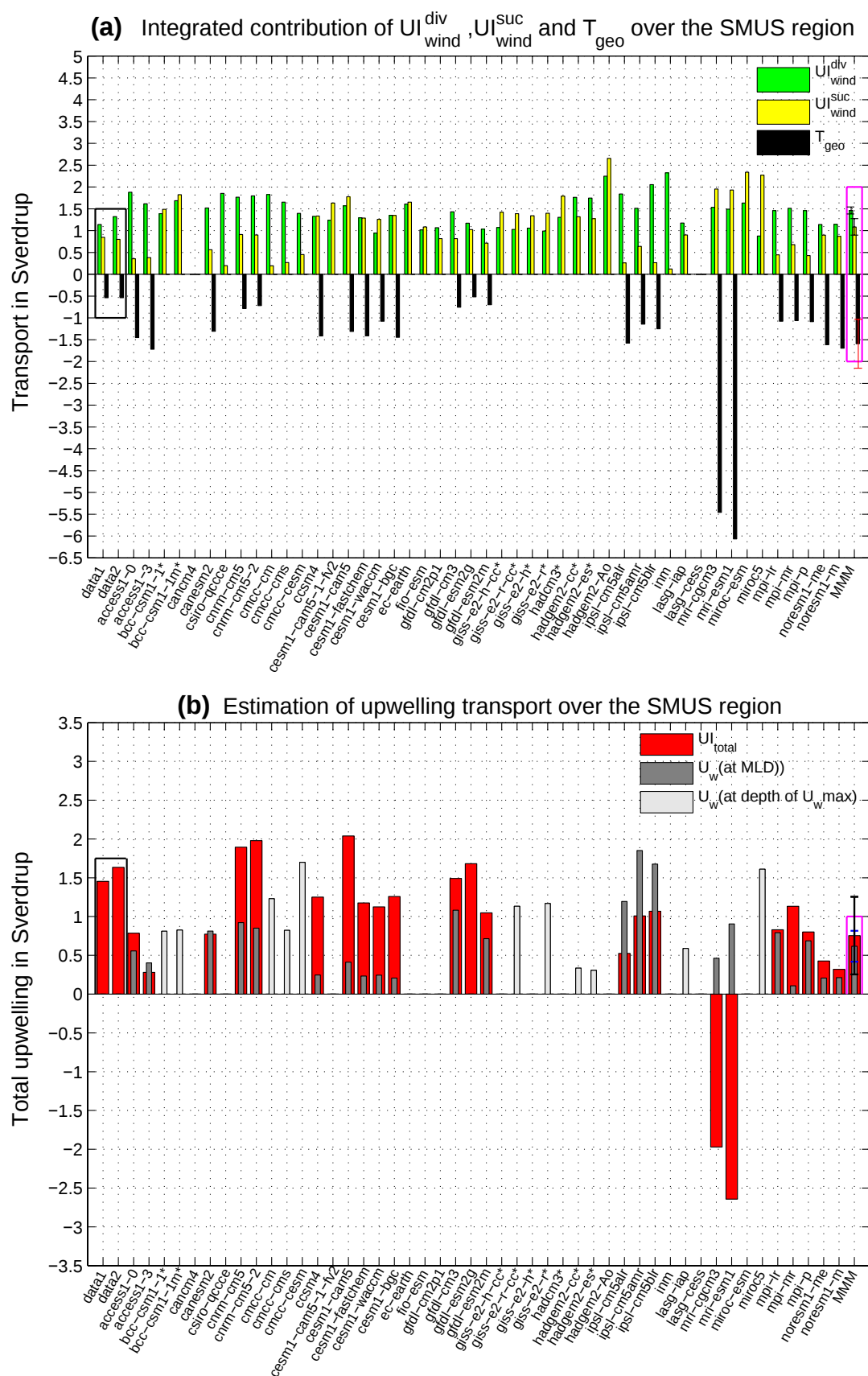


Fig. 7 **a** Estimate of the seasonal (November–May) integrated contribution (in Sverdrup) of the three dynamical indices (UI_{wind}^{div} , UI_{wind}^{suc} and T_{geo}) to the upwelling. UI_{wind}^{suc} (yellow bars) was integrated between (12°N – 20°N) and (16°W – 20°W), UI_{wind}^{div} (green bars) was integrated over the same latitude range. T_{geo} (black bars) was computed from Eq. (5) (see text). Data 1 correspond to UI_{wind}^{suc} and UI_{wind}^{div} computed from Quikscat (2000–2009) and T_{geo} computed with the AVISO SSH product (1993–2005) and MLD from de Boyer Montegut. Data 2 represent UI_{wind}^{suc} and UI_{wind}^{div} computed from Tropflux (1985–2005), SSH computed from the GODAS reanalysis (1985–2005) and the same MLD used in data 1. The following columns show the results for the individual climate simulations, and the last column (magenta) shows the MMM with confidence interval estimated from a student test of the mean given the dispersion of the individual models. **b** UI_{total} (red bars) shows an estimation of the total volume of upwelling water computed as the sum of the three contributions shown in (a). Data 1 and data 2 are the same as in (a). The dark grey bars display the volume of water effectively upwelled in the climate simulations computed as the integral of the vertical velocity diagnosed online over the upwelling region (12°N – 20°N)/(16°W – 20°W) and taken at MLD. The light grey bars represent the models for U_w was taken at the depth maximizing this quantity. The MMM is computed only for the simulations where both UI_{total} and U_w computed at MLD are available. See text for details

this model. In all the other models, UI_{total} is positive and ranges between 0.25 Sv and ~ 2 Sv (Fig. 7b) which is lower than or in the range of the estimates based on observations (1.5–1.75 Sv). The MMM value ($0.75 \text{ Sv} \pm 0.5$) is more than 50% smaller.

UI_{total} is approximatively equal to a direct estimation of the upwelling flux from vertical velocities diagnosed from the models (U_w , Fig. 7b, see “Appendix B” for details) for about one-third of the models. For the CNRM-CM5 and CESM models, UI_{total} is well above the effective model upwelling rate, suggesting again the role played by convergences of the meridional flow as a response to the Ekman divergence, and/or other neglected process. IPSL is the only family in which U_w is much stronger than estimation of upwelling transport. The MMM is roughly $0.61 \text{ Sv} \pm 0.2$ which a difference less than 14% of total estimation.

4 Evolution of the Senegalo–Mauritanian upwelling as projected in global warming scenarios

We now use the different indices introduced in Sect. 3 to explore the evolution of the SMUS towards the end of the twenty-first century in the RCP8.5 simulations. We consider the indices on average over the whole upwelling season, running from November to May. The MMM values correspond to the average of the changes of each individual simulations. As introduced in Sect. 2, the significance of these changes is evaluated with a student test of the mean, considering that each simulation is independent. The subscript s following the percentage of change in MMM marks the significance

of changes at the 95% level. We also indicate the number of models that agree on the sign of a given projected change, as in Christensen et al. (2013) and Parvathi et al. (2017) for example.

Figure 8 shows the projected change of the SST-based upwelling signatures averaged in the two SMUS subregions, expressed in percent of the historical value. Most simulations exhibit a decrease of $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle_n$ (dark blue bars in Fig. 8a). The decrease lies between 5 and 15% of the historical value for most of the models. The MMM shows a decrease of $8 \pm 2\%^s$ and 92.5% of the models agree on the sign of this change. Note that both the minimum and maximum climatological SST are expected to rise under the effect of global warming. A separate analysis has shown that, on average over the SMUS region, the sea surface temperature of the coldest climatological month increases more than the one of the warm season (not shown). This explains the reduction of the amplitude of the seasonal cycle and tends to suggest that it is indeed due to a reduction of the upwelling. Yet, this attribution is ambiguous because other processes such as air–sea heat fluxes and horizontal transports may be altered by climate change in a way that also impacts the SST seasonal cycle. Most models also exhibit a decreasing winter $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$ in the future, with the MMM relative change being significantly negative. Because this index has very weak values in some historical simulations during the upwelling season, the percentage of change may be very large. Therefore, we show the percentage of change divided by 10 for clarity of the figure. The multi-model mean change of $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$ is $65 \pm 23\%^s$. Again, a majority of models (90%) agree on the sign of this evolution. To conclude, in nSMUS, the SST upwelling signatures are well represented in the CMIP5 simulations (Sect. 3.1), and their evolution into the end of the twenty-first century provides some consistent signs of upwelling reduction.

In sSMUS (Fig. 8b), the decrease of $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle_s$ reaches 10% to 15% in most of the models. A few of them show a strengthening of this index in the future (CSIRO-QCCCE, CMCC-CESM, EC-EARTH, GFDL-ESM2 and IPSL-CM5B-LR). Overall, the MMM projects a change of similar amplitude as in the north ($9 \pm 3\%^s$), with 87.5% of models agreeing on the sign of the change). In this region, the projected change of $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$ is generally negative as well but weaker than in the north, and with less robustness (the index increases in 30% of the models). The MMM decreases by $40 \pm 37\%^s$. This strong relative change is a consequence of the small $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_s$ value (close to zero) in the MMM for the present period (Fig. 3b). Further analysis has shown that the MMM change is insignificant during the beginning of the upwelling season (November and January) and only marginally significant during the core upwelling season (December and February to April, figure not shown). Overall in the sSMUS, both SST signatures suggest an upwelling reduction

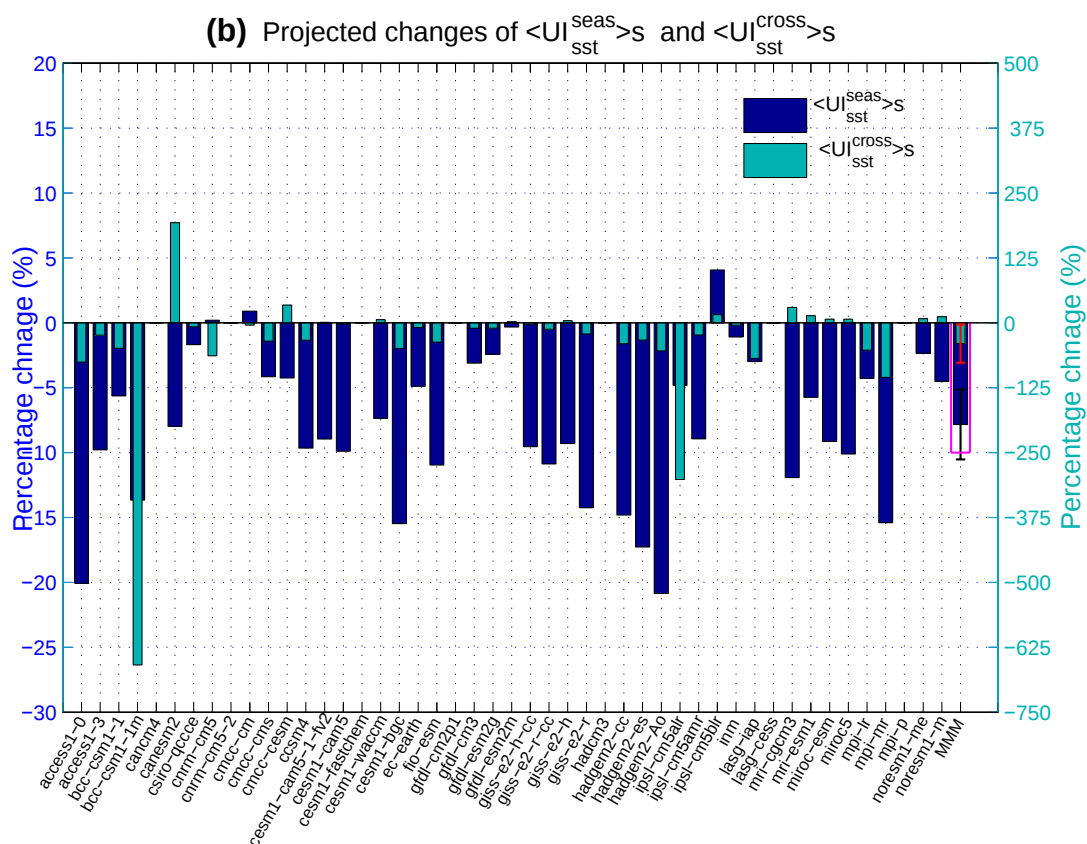


Fig. 8 Projected changes of the indices of upwelling thermal signatures averaged over the northern region (16°N–20°N) (top panel) and over the southern region (12°N–15°N) (bottom panel). The dark blue bars show the projected changes (in %) of $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle_n$. The changes are estimated as the difference between the future (2080–2100) and the historical (1985–2005) period and the percentage is estimated with respect to the historical value. The light blue bars show the projected changes of $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle_n$ averaged over the upwelling season (November–May). Models for which SST data was not available for the RCP8.5 scenario are marked by a empty space. The right column (in magenta) shows the percentage of change of the multi-model mean. The black and red whiskers bars indicate the 95% confidence interval of $\langle UI_{sst}^{seas} \rangle$ and $\langle UI_{sst}^{cross} \rangle$ MMM respectively

as in the north but these results need to be considered with caution as large biases were found in the representation of the upwelling SST signal over the historical period and the projected changes are less consistent than in the north.

Figure 9a displays the responses of wind upwelling indices in the nSMUS. While the representation of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ is very consistent among models over the historical period (Fig. 4b), the response of this index to climate change is approximately evenly split between increasing and decreasing signal for the future (green bars). Changes range from -5 to 5% roughly. The MMM exhibits an insignificant reduction of $1.2 \pm 1.8\%$. A closer check at the $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ projected changes for individual models and individual months reveals noisy patterns with many sign changes from one month to the next (not shown). This lack of consistency among the winter model responses over this region was also noted by Rykaczewski et al. (2015). On the other hand, $\langle UI_{wind}^{div} \rangle$ changes for summer indicate a more robust upwelling reduction consistent with the results of Wang et al. (2015) and Rykaczewski et al. (2015) (not shown). In this latitudinal band, the changes in Ekman suction are much more consistent: 89% of the models show a projected increase of $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_n$ (yellow bars), favorable to an increase of the upwelling, in winter. The MMM intensification ($18 \pm 7\%$) is not directly consistent with the SST-based results described above but Ekman pumping is known to exert limited second order effects on SST (Doi et al. 2009; Capet et al. 2004). A shift in the large scale atmospheric pressure system in the Atlantic (see Discussion below) is responsible for this situation where $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle$ increases while $\langle UI_{wind}^{div} \rangle$ decreases.

In the sSMUS (Fig. 9b), the climate models show a much more consistent response of the Ekman divergence, with a general agreement on a reduction of the winter-time offshore Ekman transport in the future (CSIRO-QCCCE and MPI family excepted). The MMM indicates a statistically significant reduction of $9 \pm 2\%$ of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_s$, with 92% models agreeing on the sign of this change. The projected change of the $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_s$ is also more homogeneous. A large group of models indicate a reduction of $\sim 10\%$. The reduction reaches 15% or more in many other (for example BCC, GFDL family

and MIROC-ESM). Conversely, $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_s$ increases moderately in INM (where we have found a negative historical $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_n$ in Sect. 3.2b) and MPI models. The MMM reduction amounts to $5 \pm 2\%$. The $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle$ and $\langle UI_{wind}^{div} \rangle$ changes are qualitatively consistent with the decrease of the SST-based indices seen in Fig. 8b.

As discussed above, the upwelling dynamics is a priori influenced by a combination of coastal divergence, Ekman pumping, and across-shore geostrophic transport. Because of a poor availability of MLD and SSH for future simulations, the evolution of geostrophic flow could only be estimated in 18 simulations (Fig. 10) and results are inconclusive: the downwelling associated with this term increases in some simulations and decreases in others. The T_{geo} MMM change, which is downwelling-favorable, is consequently very weak and lacks statistical robustness. As for the net upwelling index UI_{total} , it exhibits a robust decrease of $8 \pm 7\%$ this tendency is found in 14 simulations out of the 18 ones in which the diagnostic could be computed. We have tried to corroborate this result by examining the model vertical velocities. The projected changes for the MMM vertical transport in the SMUS exhibit a very weak decrease in the future but this reduction is not significant. More problematically, the differences between vertical transport and UI_{total} varies widely from model to model for present-time conditions (“Appendix B”, Fig. 7b) and we are not able to explain such differences. The reader is referred to Oyarzún and Brierley (2018) for a comprehensive analysis of the vertical velocities in climate models.

5 Discussion

The effects of climate change on upwelling systems has been the subject of ample research in the last decade but the sector of the Canary system situated south of $\sim 20^\circ\text{N}$, the SMUS, remains a blind spot in that respect. The focus of this work is the long-term winter/spring upwelling evolution of the SMUS. To this end, five upwelling indices based on sea surface temperature, surface wind stress and sea surface height have been defined, compared and combined. The two indices based on SST aim at describing the surface thermal signature of the SMUS upwelling, in space (inshore-offshore SST contrast) and time (seasonality of the upwelling). Although this is a restrictive view of the upwelling, these two indices have the advantage of being based on a well-observed variable so that they can be properly constrained by observations. The other three indices are based on the surface wind stress and meridional gradients of sea level. They aim at quantifying key mechanisms implicated in the generation of upwelling vertical velocities: coastal divergence of the Ekman transport, Ekman suction, and possible counteracting

Fig. 9 Projected changes of the dynamical indices of the upwelling integrated over the northern region (16°N–20°N) (a) and over the southern region (12°N–15°N) (b). The changes are estimated as the difference between the future (2080–2100) and the historical (1985–2005) period and the percentage is estimated with respect to the historical value. The green bars show the projected changes (in %) of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ averaged over the upwelling season (November–May). The yellow bars show the projected changes of $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_n$ integrated over the longitude range (16°W–20°W) and for the same climatological season. Models for which wind data was not available for the RCP8.5 scenario are marked by a empty space. The right column (in magenta) shows the percentage change of the multi-model mean. The black and red whiskers bars indicate the 95% confidence interval of $\langle UI_{wind}^{div} \rangle_n$ and $\langle UI_{wind}^{suc} \rangle_n$ respectively. Negative (positive) values exhibit a decrease (increase) of these upwelling indices

effects due to convergences of the geostrophic flow for the first four indices. Our work distinguishes two SMUS sectors, north and south of Cape Verde, located at $\sim 15^\circ\text{N}$. We have compared the four indicators defined above. Unfortunately, pairwise inter-model correlations were found to be insignificant, both on the whole SMUS region and on the northern and southern ones separately (not shown).

In the south, all indices are consistent with an upwelling reduction toward the end of the twenty-first century. This result is particularly robust as it can be found in the MMM as well as in a large fraction of individual CMIP5 models. Changes are most pronounced during the core of the upwelling period (February–April) but they are consistent over the entire period when upwelling winds are established (October–June). In the north, the evolution of the SST indices is also consistent with a tendency to upwelling reduction in winter and spring but the dynamical indices of upwelling intensity indicate otherwise: we found insignificant changes in coastal Ekman divergence and an increase of Ekman suction. Our attempt to provide more elaborate assessments of the upwelling rates have remained inconclusive, in part because many of the CMIP5 simulations do not offer the model fields necessary to evaluate the changes in mixed layer geostrophic circulation (needed to compute UI_{total}) or the true upwelling rates into the mixed layer (“Appendix B”). This is an important caveat given the magnitude of the upwelling compensation induced by geostrophic currents, which was confirmed by our analyses. Further progress will presumably require downscaling experiments as in Oerder et al. (2015).

In spite of their consistency, we regard the evolution of upwelling thermal signatures UI_{sst}^{seas} and UI_{sst}^{cross} with caution. Indeed SST and its long-term evolution under changing climate conditions are determined by complex interactions between processes of different nature involving a wide range of time scales and nonlinear feedbacks between them (Wahl et al. 2011; Jia and Wu 2013). Several additional processes, not investigated here, are also possibly implicated in the SST response to the surface wind in general and in

the upwelling regions in particular. The mesoscale turbulence (Gruber et al. 2011) and the chlorophyll concentration (Hernandez et al. 2017) are examples of possible candidates. The subsurface stratification also certainly influences the SST response but its investigation has been left for a future study. The oceanic horizontal resolution (between 0.33° and 3.7° in the models used here) and vertical resolution also strongly limit the representation of the bathymetry and thus the representation of the oceanic signature of the upwelling in these models. Using these SST indicators in future studies should take all these limitations into account. An important premise of the present study has been that upwelling in the eastern tropical Atlantic is a key determinant of regional SST and remains so in the future. In such conditions, it was reasonable to expect that changes in the wind regime leading to modifications of the net volume of upwelled water would primarily control the SST evolution (colder resp. warmer when upwelling-favorable winds increase resp. decrease). In a system where SST spatial contrasts are so tightly controlled by the rate of wind-induced entrainment of subsurface water into the mixed layer, it indeed seems reasonable to assume that temporal SST evolution will mainly be determined by how this rate changes. This is actually observed on a broad range of scales, from synoptic (Ndoye et al. 2014), to inter annual (Roy 1989; Blanke et al. 2002), or even multi-decadal (Pardo et al. 2011; Seo et al. 2012). Nevertheless inter-model pairwise correlation of thermal and dynamical indices is in general not significant, primarily because of uncertainties in the SST-based indices.

On the other hand, climate models are imperfect representations of the real ocean. One important limitation is the representation of fine-scale processes such as coastal upwellings, whose typical across-shore scale L and intensity w are linked by the relation $UI_{wind}^{div} \sim L \cdot w$. Because of their coarse resolution, the physics of coastal upwelling cannot be properly resolved in climate models, so L is determined by numerical considerations and we have $L \sim O(dx)$ being grossly overestimated. An important consequence is that w is unrealistically small (e.g., see Capet et al. 2008). Overall, the influence of cold water entrainment into the mixed layer is spread spatially and locally greatly diminished, hence the possibility for other processes (changes in cloud cover, changes in relative humidity and evaporative heat flux (Hourdin et al. 2015), changes in lateral advection of heat by Sverdrup transport (Xu et al. 2014; Small et al. 2015) to compete with upwelling modifications and control trends in SST, and its spatio-temporal contrasts. The SMUS mixed layer heat balance is relatively subtle (Faye et al. 2015) and its evolution may involve more than just upwelling changes, especially in modeling systems where upwelling is weakened by numerical limitations. For example, an increase of the poleward Sverdrup transport due to changes in wind stress curl (Fig. 9) could produce a moderate warming along

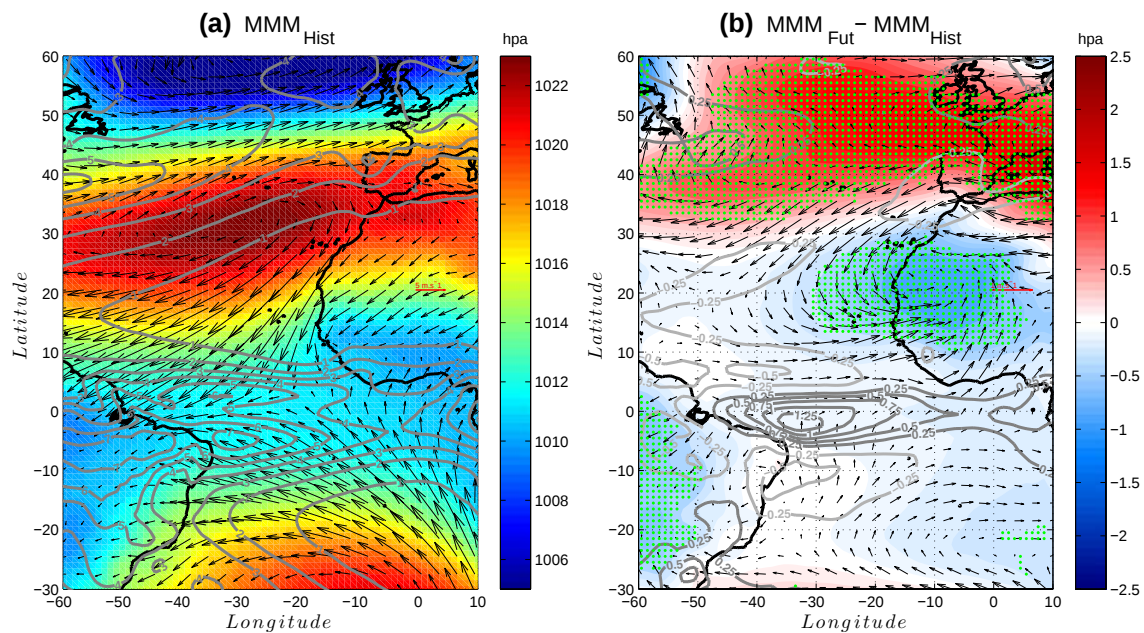


Fig. 11 **a** Climatology of sea level pressure (color), surface winds (vectors) and precipitation (contours) in the (MMM) averaged from November to May over the historical period (1985–2005). **b** Shows the projected changes of these atmospheric variables. Regions where

more than 75% models agree on the sign of the changes are indicated with green dots. These figures are computed from the 37 simulations which have at the same time the sea level pressure, precipitation and surface wind over both periods

anomalous heat low is one important aspect in the hypothesis of Bakun (1990) but its spatial structure is such that the upwelling wind response varies meridionally depending on the sector: its quasi-circular shape with a center at 20°N, i.e., the northern limit of the SMUS, implies very different wind anomalies north and south of this latitude. In the north, upwelling winds tend to intensify, as also found in Sousa et al. (2017b). On the other hand, anomalous winds rotate to westerlies in the nSMUS and progressively to south-westerlies in the sSMUS at 10°N. This spatial structure of the wind anomalies differs from the annual mean picture emerging from Servain et al. (2014) for the historical period possibly because changes in atmospheric state are season dependent and trends in winter–spring do not reflect those for the annual mean. The SLP change is, on the other hand, consistent with the trends presented above for $\langle U_{wind}^{div} \rangle$ and their differences between the northern and southern SMUS. Considered over the entire Canary current system, the Bakun hypothesis does not appear to hold (as noted by Rykaczewski et al. 2015 for all four upwelling systems) because SLP modifications due to climate change are shaped in good part by the evolution of the Hadley cell (zonally symmetric expansion and poleward migration of its descending branch) and by an intriguing Sahara–Sahelian heat low expansion that protrudes onto the ocean.

The wind anomaly also exhibits a notable curl in the nSMUS in agreement with the $\langle U_{wind}^{suc} \rangle_n$ changes (Fig. 9a). The sSMUS evolution is *in fine* more influenced by regional

subtleties of the SLP changes (the zonal and meridional structure of the anomalous low) than by the larger scale northward shift of the AA. Processes at even finer scale unresolved in the CMIP5 simulations may further modulate the evolution of the SMUS wind regime (Boé et al. 2011).

6 Conclusion

The focus of this work was the long-term upwelling evolution in the SMUS region. To this end, five upwelling indices based on sea surface temperature, surface wind stress and sea surface height have been defined, compared and combined. The two indices based on SST aimed at describing the surface thermal signature of the upwelling, in space (inshore-offshore SST contrast) and time (seasonality of the upwelling). The other three indices were based on the surface wind stress and anomalous SSH and aimed at quantifying key mechanisms for the upwelling.

Amplitude of the SST seasonal cycle in the upwelling region is generally well represented in the climate models. In 34 simulations out of 47, however, the index is underestimated in the southern part of the upwelling and the maximum is found north of 15°N. This bias is suggestive of difficulties to reproduce the tropical Atlantic climate in the models. The SST contrast between the open ocean and the coast shows a clear seasonal cycle and it even changes sign in summer. Again, models usually have largest biases in the

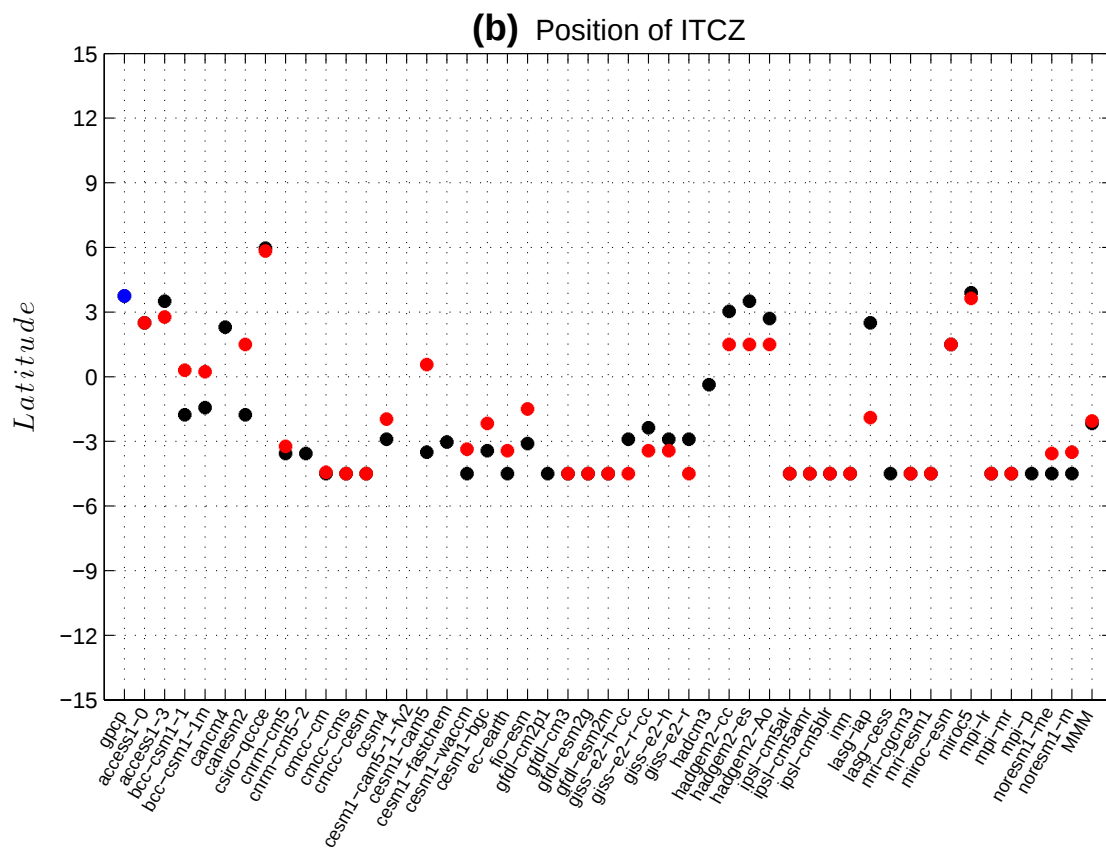
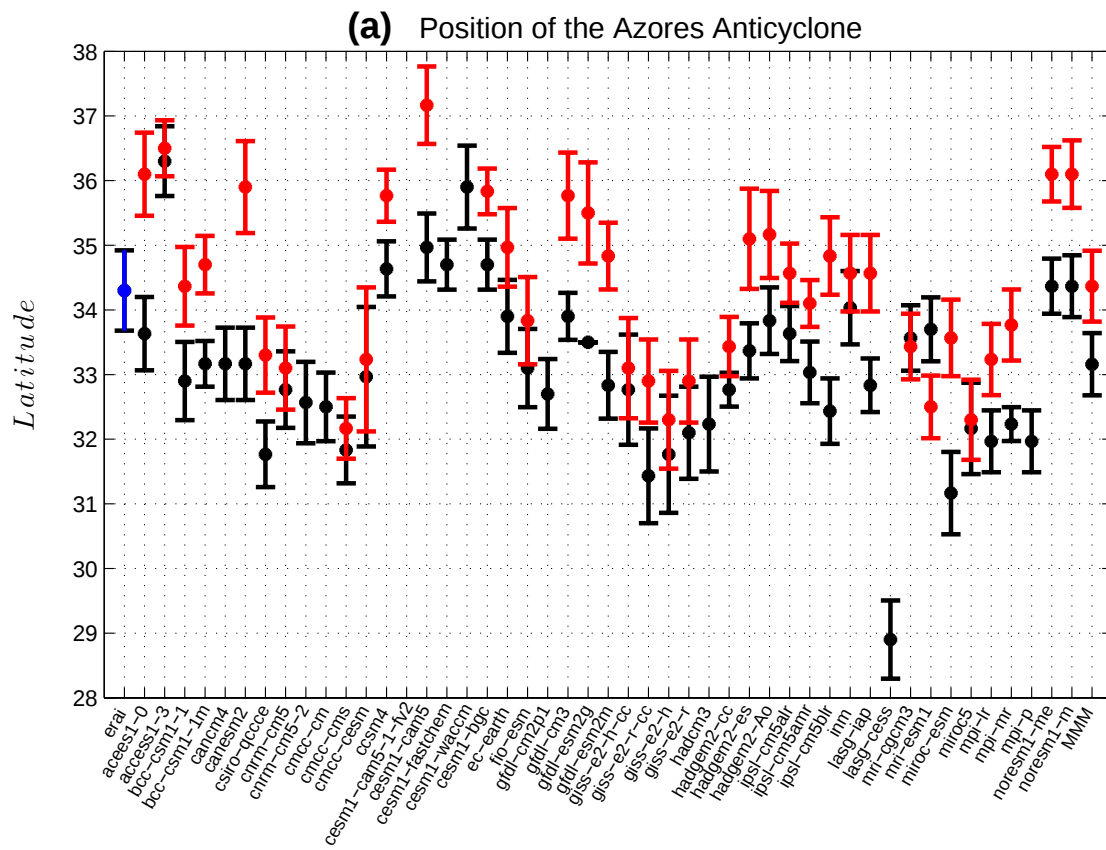


Fig. 12 **a** Comparison of the latitudinal position of the Azores anti-cyclone over the historical [(1985–2005), black for models and blue for ERAI] and the future [(2080–2100), red] period for the November–May season. The latitude of the SLP maximum is diagnosed for each longitude between 15°W and 30°W (21 grid points). The whiskers show the average of these 21 latitudes and the 5–95% uncertainty range. **b** Comparison of the latitudinal position of the ITCZ over the historical [(1985–2005), black for models and blue for GPCP] and the future [(2080–2100), red] period for the November–May season. This position is estimated as the latitude of the precipitation maximum over the same longitude range as above. We found a very small dependency of the latitude in longitude, so that no uncertainty range could be given here

southern part of the Senegalo–Mauritanian upwelling, where this seasonality is not as clearly defined as in the observations. Interestingly, despite biases in terms of intensity, the seasonality of the Ekman drift, diagnosed from the surface wind stress, is on the contrary relatively well reproduced in the models, with a multi model mean very similar to the validation datasets in both SMUS subdomains.

We have also attempted to quantify the total volume of upwelled water. Our approach was based on the cumulative effect of two driving terms (Ekman drift and Ekman suction) and one damping term (geostrophic onshore flow). One strong limitation of this approach is the neglect of possible meridional/alongshore flow convergence. Specifically, a recent study has highlighted the seasonality of the slope current along West Africa (Kounta et al. 2018). This indirect estimation could also slightly overestimate the real upwelling volume by not distinguishing water upwelled through suction and divergence processes at the coast. Finally, the estimation of the geostrophic onshore flow was found to be inconsistent across models. Still, this estimation yields an upwelling ranging between ~ 1.5 Sv to 1.75 Sv in the validation data. This amount tends to be underestimated in the MMM, where the volume of upwelled water is estimated to be $0.75 \text{ Sv} \pm 0.5$. The volume of upwelled water due to the diagnostic vertical velocity of the models yields an even weaker estimation: $0.61 \text{ Sv} \pm 0.2$, consistently with the approximations discussed above. Furthermore, note that these different averages are not performed over the exact same multi model ensemble due to restrictions data availability.

The response of the individual models to the RCP8.5 scenario is diverse in terms of amplitude but the general picture is a reduction of the upwelling toward the end of the twenty-first century. The response of the thermal indices is in general more consistent among models and it is only partly consistent with the response of the dynamical indices. $\langle U_{sst}^{seas} \rangle$ is clearly reduced in the future, because the warming trends is accentuated in winter (upwelling-season) when SST is coldest. Consistently with this picture of a reduced upwelling effect on the SST, the offshore-coastal SST contrast decreases in most models in both the northern and

southern SMUS region. The meridional wind stress is also projected to decrease during the twenty-first century when averaged over the whole southern SMUS (12°N–20°N). This projection of Ekman divergence is much more robust across models in the southern region, consistently with the large-scale anomalous SLP structure characterized by an anomalous heat low around 20°N (whose imprint extends over the ocean) and a northward shift of AA. A recent study in the Humboldt upwelling system in a subset of the CMIP5 models database has suggested an increasing wind stress projected in the poleward upwelling part in winter (Oyarzún and Brierley 2018). However, the authors shows that an increasing stratification will in parallel limit the effect of the wind below the surface. Such effect has not been investigated here.

In the northern part of SMUS, models split roughly equally into those suggesting an increase and a decrease of the wind divergence. The large scale circulation indeed shows that the anomalous wind circulation is primarily westward. Consistently with these large scale circulation changes, Ekman suction increases in nSMUS and decreases in sSMUS. In nSMUS, this is not directly consistent with the thermal indices. Over the whole southern SMUS region (12°N–20°N), we found no significant change of the wind stress curl. Finally, the simple dynamical budget of the upwelling that we have proposed generally yields a weakening of the upwelling. The evolution of the vertical transport diagnosed from the vertical velocities computed online is inconclusive.

Our results generally show that the thermal indices are more sensitive to models deficiencies than the dynamical ones, which rely more on the large scale atmospheric circulation. Major efforts have recently been put on the reduction of tropical Atlantic biases (Richter 2015). Upcoming CMIP6 simulations are expected to benefit from them. While we have carried out a first exploration of the future of the SMUS upwelling with the CMIP5 models, we hope that the present study could be used as a benchmark framework to investigate the future of the coastal upwellings in the CMIP6 simulations. Consequences of the present study and of the projected future of the upwelling for fishery activities in Senegal also still deserves extensive attention. Renault et al. (2016) have shown that upwelling indices are not enough to evaluate primary production and fish stocks. Chavez and Messié (2009) have even illustrated for example that Peru fish catch exceeds that from the other EBUS by an order of magnitude even though primary production levels are similar. Downscaling simulations may be needed to link the present projections to possible changes in primary production and higher up in the trophic chain.

Acknowledgements A. Sylla was supported for this study by a scholarship from IRD (Institut de Recherche pour le Développement), from

the French Embassy in Senegal and from AMMA 2050 innovative fund (SCUS-2050 project Grant Number M0220428/1). The authors also acknowledge support from the Laboratoire Mixte International ECLAIRS2. This study benefited from the ESPRI computing and data center (<https://mesocentre.ipsl.fr>) which is supported by CNRS, Sorbonne Université, Ecole Polytechnique and CNES and through the ANR (Grant #ANR-10-LABX-0018) and the European FP7 IS-ENES2 project (Grant #312979).

Appendix A: Wind stress estimation from wind speed data

In principle, the drag coefficient C_d depends on both the atmospheric and the oceanic state and it is variable. Large and Pond (1982) proposed the following scaling of C_d according to the wind speed V :

$$10^3 C_d = 0.49 + 0.065 V \text{ for } 10 \leq V < 25 \text{ m s}^{-1}, \quad (6)$$

$$10^3 C_d = 1.14 \text{ for } 3 \leq V < 10 \text{ m s}^{-1}, \quad (7)$$

$$10^3 C_d = 0.62 + 1.56 V^{-1} \text{ for } V < 3 \text{ m s}^{-1}. \quad (8)$$

Gill (1982, p. 29) proposed another scaling, based on results of Smith (1980) for large wind speeds:

$$C_d = 0.0011 \text{ for } V > 3 \text{ m s}^{-1}, \quad (9)$$

$$10^3 C_d = 0.061 + 0.063 V \text{ for } 6 < V < 22 \text{ m s}^{-1}. \quad (10)$$

The NOAA-TM-NMF S-SWFSC-231 rapport (1996) suggests to use the value of $C_d = 0.0026$ with monthly mean data while Santos et al. (2012) used $C_d = 0.0014$ for their study of the Moroccan upwelling zone (22°N–33°N).

Over the SMUS region, the maximum wind speed is around 7 m s⁻¹. We compared the meridional component of the wind stress computed online in the IPSL-CM5A-LR climate model to the wind stress computed offline using the meridional wind speed component from the same simulations with the drag coefficient values from Santos et al. (2012) and the two methods [Eqs. (9), (10)] drag coefficient listed above (figure not shown). We have chosen to test only the meridional wind component because it is the strongest one in the SMUS region and most directly associated to the upwelling intensity. We found that the scaling proposed in Gill (1982) underestimate the meridional wind stress amplitude north of roughly 15°N, in particular in summer north of 20°N, as well as in winter between 12°N and 20°N which the season and the latitude band of the SMUS. The $C_d = 0.0014$ scaling as used by Santos et al. (2012) yields the closest values to the observations. In all simulations where only the wind speed components are provided, the wind stress was thus computed using this latter scaling.

Appendix B: model upwelling from vertical velocities

The net estimation of upwelling must in principle be consistent with the upward ocean mass transport diagnosed in the models (whenever available). However, this latter field is noisy (as recently emphasized by Oyarzún and Brierley 2018) and the depth at which the typical upwelling vertical velocity should be considered for comparison with upwelling indices is a difficult parameter to choose. Here, this depth has been chosen equal to the mixed layer depth averaged over the upwelling season (November–May) and over the SMUS region. In the models for which UI_{total} could not be computed (see last column in Table 1) we choose the depth where U_w is maximum.

References

- Alpers W, Brandt P, Lazar A, Dagorne D, Sow B, Faye S, Hansen MW, Rubino A, Poulain PM, 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. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.032>
- Aristegui J, Alvarez-Salgado XA, Barton ED, Figueiras FG, Hernández-León S (2005) Oceanography and fisheries of the Canary Current/Iberian region of the eastern north atlantic (18a, E). *Sea* 14:877–932
- Aristegui J, Barton ED, Álvarez-Salgado XA, Santos AMP, Figueiras FG, Kifani S, Hernández-León S, Mason E, Machú E, Demarcq H (2009) Sub-regional ecosystem variability in the Canary current upwelling. *Progr Oceanogr* 83(1–4):33–48. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.031>
- Bakun A (1990) Coastal ocean upwelling. *Science* 247(4939):198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Bakun A, Nelson CS (1991) The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *J Phys Oceanogr* 21(12):1815–1834. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021%3c1815:TSCOWS%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021%3c1815:TSCOWS%3e2.0.CO;2)
- Barton ED, Field DB, Roy C (2013) Canary current upwelling: more or less? *Progr Oceanogr* 116:167–178. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.07.007>
- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, Lengaigne M, Vialard J (2014) ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn* 42(7–8):1999–2018. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1783-z>
- Benazzouz A, Mordane S, Orbi A, Chagdali M, Hilmi K, Atillah A, Lluís Pelegrí J, Hervé D (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. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.03.012>
- Blanchette CA, Melissa Miner C, Raimondi PT, Lohse D, Heady KEK, Broitman BR (2008) Biogeographical patterns of rocky intertidal communities along the Pacific coast of North America. *J Biogeogr* 35(9):1593–1607. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2008.01913.x>
- Blanke B, Roy C, Penven P, Speich S, McWilliams J, Nelson G (2002) Linking wind and interannual upwelling variability in a regional model of the southern Benguela. *Geophys Res Lett* 29(24):41–44. <https://doi.org/10.1029/2002gl015718>

- Boé J, Hall A, Colas F, McWilliams JC, Qu X, Kurian J, Kapnick SB (2011) What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones? *Clim Dyn* 36(11–12):2037–2049. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1058-5>
- Boville BA, Gent PR (1998) The NCAR climate system model, version one. *J Clim* 11:1115–1130. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3c1115:tncsmv%3e2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011%3c1115:tncsmv%3e2.0.co;2)
- Bravo L, Ramos M, Astudillo O, Dewitte B, Goubanova K (2016) Seasonal variability of the Ekman transport and pumping in the upwelling system off central-northern Chile (~30°S) based on a high-resolution atmospheric regional model (WRF). *Ocean Sci* 12(5):1049–1065. <https://doi.org/10.5194/os-12-1049-2016>
- Breugem WP, Chang P, Jang CJ, Mignot J, Hazeleger W (2008) Barrier layers and tropical Atlantic SST biases in coupled GCMs. *Tellus Ser A Dyn Meteorol Oceanogr* 60(5):885–897. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2008.00343.x>
- Byrne MP, Pendergrass AG, Rapp AD, Wodzicki KR (2018) Response of the intertropical convergence zone to climate change: location, width, and strength. *Curr Clim Change Rep* 4:355–370. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0110-5>
- Capet XJ, Marchesiello P, McWilliams JC (2004) Upwelling response to coastal wind profiles. *Geophys Res Lett* 31(13):1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL020123>
- Capet X, McWilliams JC, Molemaker MJ, Shchepetkin AF (2008) Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part I: flow structure, Eddy flux, and observational tests. *J Phys Oceanogr* 38(1):29–43. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3671.1>
- Carr ME, Kearns EJ (2003) Production regimes in four Eastern boundary current systems. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr* 50(22–26):3199–3221. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.015>
- Carton JA, Giese BS (2008) A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA). *Mon Weather Rev* 136(8):2999–3017. <https://doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>
- Chang CY, Carton JA, Grodsky SA, Nigam S (2007) Seasonal climate of the tropical Atlantic sector in the NCAR community climate system model 3: error structure and probable causes of errors. *J Clim* 20(6):1053–1070. <https://doi.org/10.1175/JCLI4047.1>
- Chavez FP, Messié M (2009) A comparison of Eastern boundary upwelling ecosystems. *Progr Oceanogr* 83(1–4):80–96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>
- Christensen JH, Krishna Kumar K, Aldrian E, An S-I, Cavalcanti IFA, de Castro M, Zhou T (2013) Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. In: Stocker TF et al (eds) *Climate change 2013: the physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp 1217–1308
- Colas F, Capet X, McWilliams JC, Shchepetkin A (2008) 1997–1998 El Niño off Peru: a numerical study. *Progr Oceanogr* 79(2–4):138–155. <https://doi.org/10.1016/J.POCEAN.2008.10.015>
- Cropper TE, Hanna E, Bigg GR (2014) Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012. *Deep Sea Res Part I Oceanogr Res Pap* 86:94–111. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007>
- de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer AS, Lazar A, Iudicone D (2004) Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophys Res C Oceans* 109(12):1–20. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Koehler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavalato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137(656):553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- DeWitt DG (2005) Diagnosis of the tropical Atlantic near-equatorial SST bias in a directly coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Geophys Res Lett* 32(1):1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021707>
- 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(7–8):985–998. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0574-z>
- Ducet N, Le Traon PY, Reverdin G (2000) Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J Geophys Res Oceans* 105(C8):19477–19498. <https://doi.org/10.1029/2000JC900063>
- Faye S, Lazar A, Sow BA, Gaye AT (2015) A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-eastern tropical upwelling system. *Front Phys* 3(September):1–20. <https://doi.org/10.3389/fphy.2015.00076>
- Fenberg PB, Menge BA, Raimondi PT, Rivadeneira MM (2015) Biogeographic structure of the northeastern Pacific rocky intertidal: the role of upwelling and dispersal to drive patterns. *Ecography* 38(1):83–95. <https://doi.org/10.1111/ecog.00880>
- Gill AE (1982) *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic, San Diego
- Gómez-Gesteira M, De Castro M, Álvarez I, Lorenzo MN, Gesteira JLG, Crespo AJC (2008) Spatio-temporal upwelling trends along the Canary upwelling system (1967–2006). *Ann N Y Acad Sci* 1146:320–337. <https://doi.org/10.1196/annals.1446.004>
- Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim Dyn* 16(2–3):147–168. <https://doi.org/10.1007/s003820050010>
- Grodsky SA, Carton JA, Nigam S, Okumura YM (2012) Tropical Atlantic biases in CCSM4. *J Clim* 25(11):3684–3701. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00315.1>
- Gruber N, Lachkar Z, Frenzel H, Marchesiello P, Münnich M, McWilliams JC, Nagai T, Plattner GK (2011) Eddy-induced reduction of biological production in eastern boundary upwelling systems. *Nat Geosci* 4(11):787–792. <https://doi.org/10.1038/ngeo1273>
- Halpern D (2002) Offshore Ekman transport and Ekman pumping off Peru during the 1997–1998 El Niño. *Geophys Res Lett* 29(5):19–19-4. <https://doi.org/10.1029/2001gl014097>
- Hernandez O, Jouanno J, Echevin V, Aumont O (2017) Modification of sea surface temperature by chlorophyll concentration in the Atlantic upwelling systems. *J Geophys Res* 122:5367–5389. <https://doi.org/10.1002/2016jc012222>. received
- Hourdin F, Gainusa-Bogdan A, Braconnot P, Dufresne JL, Traore AK, Rio C (2015) Air moisture control on ocean surface temperature, hidden key to the warm bias enigma. *Geophys Res Lett* 42(24):10885–10893. <https://doi.org/10.1002/2015GL066764>
- Huang B, Hu ZZ, Jha B (2007) Evolution of model systematic errors in the tropical Atlantic basin from coupled climate hindcasts. *Clim Dyn* 28(7–8):661–682. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0223-8>
- Jacox MG, Edwards CA, Hazen EL, Bograd SJ (2018) Coastal upwelling revisited: Ekman, Bakun, and improved upwelling indices for the U.S. West Coast. *J Geophys Res Oceans* 123:7332–7350. <https://doi.org/10.1029/2018jc014187>
- Jia F, Wu L (2013) A study of response of the equatorial Pacific SST to doubled-CO₂ forcing in the coupled CAM-1.5-layer reduced-gravity ocean model. *J Phys Oceanogr* 43(7):1288–1300. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-12-0144>
- Kounta LX, Capet J, Jouanno N, Kolodziejczyk B Sow, Gaye AT (2018) A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical North Atlantic Part 1: the poleward

- slope currents along West Africa. *Ocean Sci* 13(5):971. <https://doi.org/10.5194/os-14-971-2018>
- Large WG, Pond S (1982) Sensible and latent heat flux measurements over ocean. *J Phys Oceanogr* 12:464–482
- Lathuillère C, Echevin V, Lévy M (2008) Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *J Geophys Res Oceans* 113(5):2000–2004. <https://doi.org/10.1029/2007JC004433>
- Lu J, Vecchi GA, Reichler T (2007) Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophys Res Lett* 34(6):L06805. <https://doi.org/10.1029/2006GL028443>
- Ma J, Xie SP (2013) Regional patterns of sea surface temperature change: a source of uncertainty in future projections of precipitation and atmospheric circulation. *J Clim* 26(8):2482–2501. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00283.1>
- Marcello J, Hernández-Guerra A, Eugenio F, Fonte A (2011) Seasonal and temporal study of the northwest African upwelling system. *Int J Remote Sens* 32(7):1843–1859. <https://doi.org/10.1080/01431161003631576>
- Marchesiello P, Estrade P (2010) Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *J Mar Res* 68(1):37–62. <https://doi.org/10.1357/002224010793079004>
- Mason E, Colas F, Molemaker J, Shchepetkin AF, Troupin C, McWilliams JC, Sangrà P (2011) Seasonal variability of the Canary current: a numerical study. *J Geophys Res Oceans* 116(6):1–20. <https://doi.org/10.1029/2010JC006665>
- McGregor HV, Dima M, Fischer HW, Mulitza S (2007) Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science* 315(5812):637–639. <https://doi.org/10.1126/science.1134839>
- Mittelstaedt E (1991) The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progr Oceanogr* 26:307–355. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90011-a](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90011-a)
- Mote PW, Mantua NJ (2002) Coastal upwelling in a warmer future. *Geophys Res Lett* 29(23):53-1–53-4. <https://doi.org/10.1029/2002gl016086>
- Narayan N, Paul A, Mulitza S, Schulz M (2010) Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Sci* 6(3):815–823. <https://doi.org/10.5194/os-6-815-2010>
- Ndoye S, Capet X, Estrade P, Sow B, Dagorne D, Lazar A, Gaye A, Brehmer P (2014) SST patterns and dynamics of the southern Senegal-Gambia upwelling center. *J Geophys Res Oceans* 119(12):8315–8335. <https://doi.org/10.1002/2014JC010242>
- Ndoye S, Capet X, Estrade P, Sow B, Machu E, Brochier T, Döring J, Brehmer P (2017) Dynamics of a “low-enrichment high-retention” upwelling center over the southern Senegal shelf. *Geophys Res Lett* 44(10):5034–5043. <https://doi.org/10.1002/2017GL072789>
- Nelson C (1976) Wind stress and wind stress curl over the California current. Pacific Environmental Group, National Fisheries Service, National Oceanic and Atmospheric Administration, Technical Report, 714(1963), p 89
- Nykjær L, Van Camp L (1994) Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J Geophys Res* 99(C7):14197. <https://doi.org/10.1029/94JC00814>
- Oerder V, Colas F, Echevin V, Codron F, Tam J, Belmadani A (2015) Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *J Geophys Res Oceans* 120(2):1152–1172. <https://doi.org/10.1002/2014JC010299>
- Oyarzún D, Brierley CM (2018) The future of coastal upwelling in the Humboldt current from model projections. *Clim Dyn* 52:599–615. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4158-7>
- Pardo PC, Padín XA, Gilcoto M, Farina-Busto L, Pérez FF (2011) Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperature and Ekman transport. *Clim Res* 48(2–3):231–246. <https://doi.org/10.3354/cr00989>
- Parvathi V, Suresh I, Lengaigne M, Izumo T, Vialard J (2017) Robust projected weakening of winter monsoon winds over the Arabian Sea under climate change. *Geophys Res Lett* 44(19):9833–9843. <https://doi.org/10.1002/2017GL075098>
- Pauly D, Christensen V (1995) Primary production required to sustain global fisheries (vol 374, pg 255, 1995). *Nature* 376(6537):279
- Pickett MH (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):1–10. <https://doi.org/10.1029/2003JC001902>
- Praveen Kumar B, Vialard J, Lengaigne M, Murty VSN, McPhaden MJ, Cronin MF, Pinsard F, Gopala Reddy K (2013) TropFlux wind stresses over the tropical oceans: evaluation and comparison with other products. *Clim Dyn* 40(7–8):2049–2071. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1455-4>
- Rayner N, Parker D, Horton E, Folland C, Alexander L, Rowell D, Kent E, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res* 108(D14):4407. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>
- Renault L, Deutsch C, McWilliams JC, Frenzel H, Liang JH, Colas F (2016) Partial decoupling of primary productivity from upwelling in the California current system. *Nat Geosci* 9(7):505–508. <https://doi.org/10.1038/ngeo2722>
- Riahi K, Rao S, Krey V, Cho C, Chirkov V, Fischer G, Kindermann G, Nakicenovic N, Rafaj P (2011) RCP 8.5-A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Clim Change* 109(1):33–57. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>
- Richter I (2015) Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. *Wiley Interdiscip Rev Clim Change* 6(3):345–358. <https://doi.org/10.1002/wcc.338>
- Richter I, Xie SP (2008) On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. *Clim Dyn* 31(5):587–598. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0364-z>
- Richter I, Xie S-P, Wittenberg AT, Masumoto Y (2012) Tropical Atlantic biases and their relation to surface wind stress and terrestrial precipitation. *Clim Dyn* 38:985–1001. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1038-9>
- Richter I, Xie SP, Behera SK, Doi T, Masumoto Y (2014) Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. *Clim Dyn* 42(1–2):171–188. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1624-5>
- Roy C (1989) Fluctuation des vents et variabilité de l’upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceano Acta* 12(4):361–369
- Roy C (1998) An upwelling-induced retention area off Senegal: a mechanism to link upwelling and retention processes. *S Afr J Mar Sci* 19(1):89–98. <https://doi.org/10.2989/025776198784126881>
- Rykaczewski RR, Dunne JP, Sydeman WJ, García-Reyes M, Black BA, Bograd SJ (2015) Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean’s eastern boundary currents through the 21st century. *Geophys Res Lett* 42(15):6424–6431. <https://doi.org/10.1002/2015GL064694>
- Santos AMP, Kazmin AS, Peliz Á (2005) Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: their impact on productivity. *J Mar Res* 63(2):359–379. <https://doi.org/10.1357/0022240053693671>
- Santos F, DeCastro M, Gómez-Gesteira M, Álvarez I (2012) Differences in coastal and oceanic SST warming rates along the Canary upwelling ecosystem from 1982 to 2010. *Cont Shelf Res* 47:1–6. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.07.023>
- Seo H, Brink KH, Dorman CE, Koracin D, Edwards CA (2012) What determines the spatial pattern in summer upwelling trends on the U.S. West Coast? *J Geophys Res Oceans* 117(8):1–11. <https://doi.org/10.1029/2012JC008016>

- Servain J, Caniaux G, Kouadio YK, McPhaden MJ, Araujo M (2014) Recent climatic trends in the tropical Atlantic. *Clim Dyn* 43(11):3071–3089. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2168-7>
- Siongco AC, Hohenegger C, Stevens B (2015) The Atlantic ITCZ bias in CMIP5 models. *Clim Dyn* 45(5–6):1169–1180. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2366-3>
- Small JR, Curchitser E, Hedstrom K, Kauffman B, Large WG (2015) The Benguela upwelling system: quantifying the sensitivity to resolution and coastal wind representation in a global climate model. *J Clim* 28(23):9409–9432. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0192.1>
- Smith SD (1980) Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J Phys Oceanogr* 10:709–726. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010%3c0709:wsahfo%3e2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010%3c0709:wsahfo%3e2.0.co;2)
- Smith TM, Reynolds RW (2003) Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *J Clim* 16(10):1495–1510. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.10.1495>
- Sousa MC, Alvarez I, deCastro M, Gomez-Gesteira M, Dias JM (2017a) Seasonality of coastal upwelling trends under future warming scenarios along the southern limit of the canary upwelling system. *Progr Oceanogr* 153:16–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.04.002>
- Sousa MC, deCastro M, Alvarez I, Gomez-Gesteira M, Dias JM (2017b) Why coastal upwelling is expected to increase along the western Iberian Peninsula over the next century? *Sci Total Environ* 592:243–251. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.046>
- Speth P (1978) Meteorological influence on upwelling off Northwest Africa. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 31(3):95–104. <https://doi.org/10.1007/BF02227007>
- Sverdrup H (1938) On the process of upwelling. *J Mar Res* 10(18):155–164
- Sydeman WJ, García-Reyes M, Schoeman DS, Rykaczewski RR, Thompson SA, Black BA, Bograd SJ (2014) Climate change and wind intensification in coastal upwelling ecosystems. *Science* 345(6192):77–80. <https://doi.org/10.1126/science.1251635>
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteor Soc* 93(4):485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Torres R (2003) Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region. *J Geophys Res* 108(C4):3130. <https://doi.org/10.1029/2002jc001361>
- Wahl S, Latif M, Park W, Keenlyside N (2011) On the tropical Atlantic SST warm bias in the Kiel climate model. *Clim Dyn* 36(5–6):891–906. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0690-9>
- Wang D, Gouhier TC, Menge BA, Ganguly AR (2015) Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature* 518:390. <https://doi.org/10.1017/cbo9781107415324.004>
- Xu Z, Chang P, Richter I, Kim W, Tang G (2014) Diagnosing southeast tropical Atlantic SST and ocean circulation biases in the CMIP5 ensemble. *Clim Dyn* 43(11):3123–3145. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2247-9>
- Yoon JH, Philander SGH (1982) The generation of coastal undercurrents. *J Oceanogr Soc Jpn* 38(4):215–224. <https://doi.org/10.1007/BF02111104>
- Zeeberg JJ, Corten A, Tjoe-Awie P, Coca J, Hamady B (2008) Climate modulates the effects of *Sardinella aurita* fisheries off Northwest Africa. *Fish Res* 89(1):65–75. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2007.08.020>

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

3.4 Characterization and evolution of the vertical oceanic stratification in the CMIP5 models

3.4.1 Stratification in the CMIP5 models over the SMUS region

The coastal upwelling and its efficiency for ecosystems is not only associated with the wind stress forcing. The upper ocean stratification plays also a key role in the capacity of the ocean to answer to this dynamical forcing and thus create a productive upwelling. The upper ocean is well mixed and thus roughly vertically uniform in temperature and salinity until a typical depth called the mixed layer (MLD), characterized by strong stratification. In the mixed layer, air-sea exchange, light penetration are major factors of the development of ecosystems. Below the thermocline, defined as the ocean layer for which the vertical thermal gradient is maximum (Sverdrump 1942), (Castaño-Tierno et al., 2018), rich waters and nutrient supply enter from the deep to upper ocean. It depends of the thermocline and more precisely on the stratification in the thermocline.

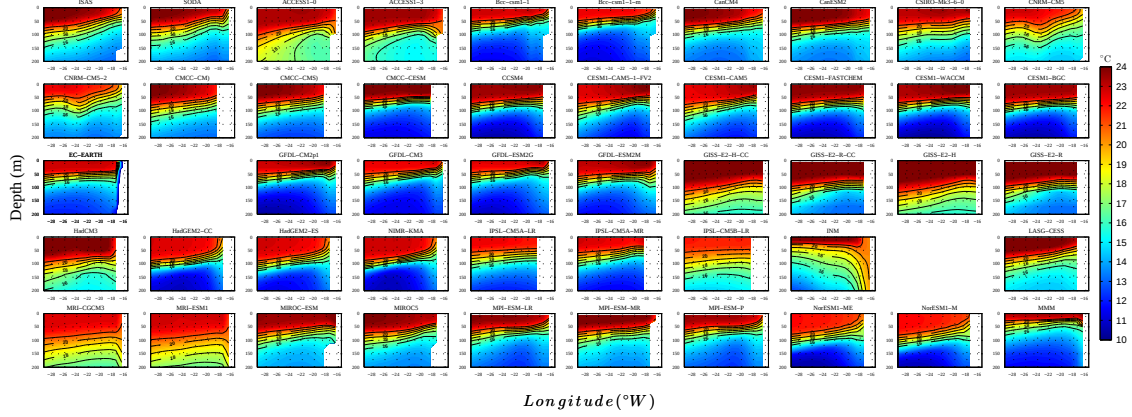


Figure 3.4: Vertical distribution of temperature ($^{\circ}\text{C}$) averaged over the latitudinal band of senegalo-mauritanian region ($[12^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}]$) and during the upwelling season (November to May). The first panel shows the temperature computed from ISAS over the available period [2002-2012] and the second panel correspond to SODA over the historical period [1985-2005]. The other panels show the CMIP5 models and the MMM (last panel) computed over [1985-2005]. The x-axis shows the longitude ($[15^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{W}]$) and the y-axis is the depth between surface to 200m. The two models for which temperature data was not available for the historical period (FIO-ESM and LASG-IAP) are marked by an empty panel.

In Fig.3.4, we present the vertical distribution of temperature over the latitudinal band of SMUS region during the upwelling season. In order to evaluate the model results, we have used the SODA reanalyses and ISAS reconstruction (see chapter 2 for more details on these data). Three layers are detected in the observations and reanalyses (two first panels). Highest temperatures ($\geq 22^{\circ}\text{C}$) are confined in the surface layer. This is the well-mixed layer of the ocean well stirred by the winds and other forces. The depth of the mixed layer is typically around 0 to 100m from west to east. Below this superficial layer, the temperature decreases rapidly with the depth until 75m to 150m from west to east. Around this depth, called the thermocline, the temperature varies rapidly along the vertical. The

temperature becomes weak (typically $\sim 13^{\circ}C$) and homogenous further below in the ocean interior. Furthermore, this whole structure is tilted upward towards the east. This is due to the effect of the wind, lifting the thermocline towards the surface and thereby allowing enriched subsurface waters to reach the euphotic layer. It is thus a signature of the coastal upwelling. This structure is well represented in the CMIP5 models. In the upper ocean, the magnitude of the temperature in the models range from $21^{\circ}C$ (for example BCC, CNRM, HadGEM2 and NorESM1 families) to more than $24^{\circ}C$ (in GISS). It amounts $21.25^{\circ}C$ in MMM. In the ocean interior most of models shows a very weak temperature ($10^{\circ}C$), colder than in the validation data. In some simulations (GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, IPSL-CM5B-LR, INM and MRI group) the vertical temperature structure in between is not reproduced but the others models show generally a fair representation of temperature profiles over the SMUS region both zonally and vertically.

[Fig.3.5](#) compares the winter vertical temperature profiles averaged over the SMUS region ($12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ and $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$). As described in [Fig.3.4](#), the temperature profile is relatively well reproduced in most of models except in IPSL-CM5B-LR, INM and MRI group for example over the historical period (blue curve), which present a vertical thermal flat structure. For a more efficient comparison of the models mean state, we propose to compare the slope of thermocline ([Fig.3.6](#)). Such index based on diagnosing the vertical gradient of temperature rather than simply the depth of a specific isotherm has proven to be more accurate to characterize this region of the globe

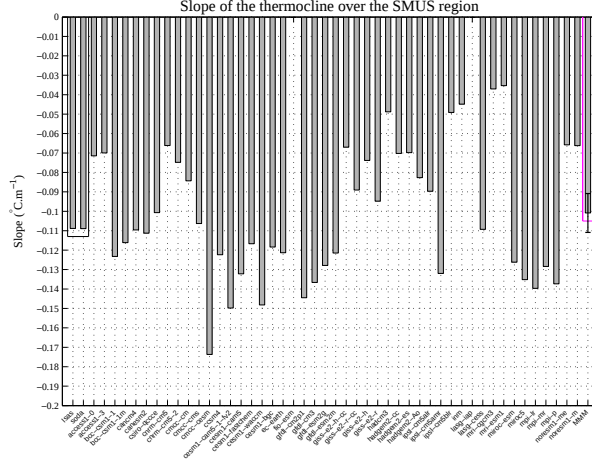


Figure 3.6: Slope of thermocline averaged over the SMUS region and computed as the difference of temperature between 75m and 25m depth from November to May over [2002-2012] for ISAS and [1985-2005] for SODA (highlighted in black). The other bars correspond to the individual models and the MMM (highlighted in magenta) over [1985-2005] .

Fig.3.6 shows the thermocline slope (in $^{\circ}C.m^{-1}$) averaged over the SMUS region. The slope is $0.11^{\circ}C.m^{-1}$ in the validation data. It is relatively weak ($0.035^{\circ}C.m^{-1}$ to $0.05^{\circ}C.m^{-1}$) in HadCM3, IPSL-CM5B-LR, INM and MRI models, most of which having been already identified above). The slope of the thermocline is much stronger in most of the others models and it is maximum in CMCC-CESM ($0.175^{\circ}C.m^{-1}$). The CanCM4, Can-ESM2, CMCC-CMS and LASG-IAP are the simulations which have slopes closest to validation data. Note that these simulations (in addition to CMCC-CM,CNRM, the HadGEM2) had a good representation of UI_{sst}^{seas} over the SMUS region (Fig.2 in (Sylla et al., 2019)). These two effects may be related but this remains to be proven. In the MMM, this index is $0.10 \pm 0.01^{\circ}C.m^{-1}$. As for others indices, the average of the multimodel mean is more similar to

observations than any individual model (except LASG-CESS in this case), likely due to the compensation of individual model errors. This index is also investigated in the northern and southern SMUS region

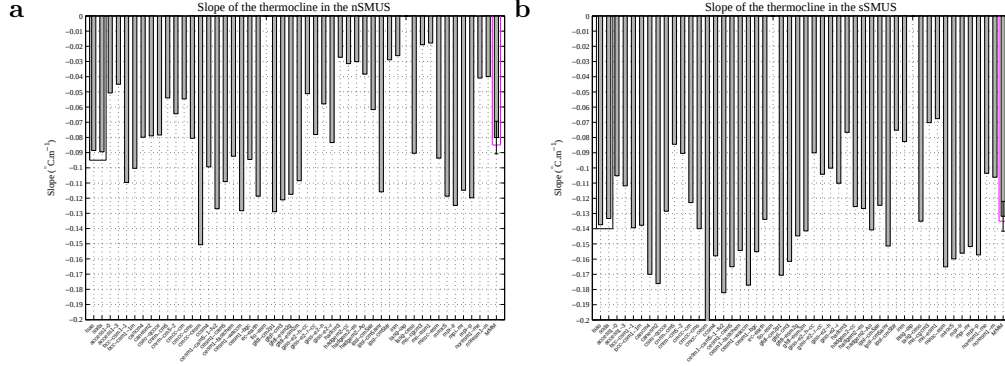


Figure 3.7: Slope the thermocline averaged over the nSMUS (panel a), sSMUS (panel b) and computed as the difference of temperature between 75m and 25m depth from November to May over [2002-2012] for ISAS and [1985-2005] for SODA (highlighted in black). The other bar correspond to the individual models and the MMM (highlight in magenta) over [1985-2005]

separately (Fig.3.7). Observed slope is larger in sSMUS than in nSMUS (Fig.3.7.b) in both validation data. In the southern (northern part) zone, the slope is $0.135^{\circ}\text{C.m}^{-1}$ on average in ISAS and SODA ($0.09^{\circ}\text{C.m}^{-1}$) and $0.13 \pm 0.01^{\circ}\text{C.m}^{-1}$ ($0.08 \pm 0.01^{\circ}\text{C.m}^{-1}$) in the MMM. Despite the other factors which can influence the SST and the important contribution of the geostrophic flux in the SMUS, this flatter thermocline in the southern zone than in the northern zone may be linked to the difficulty of the models to represent the SST indices despite a realistic seasonality of the wind indices (Sylla et al., 2019). The coastal upwelling in sSMUS during the upwelling season becomes less connected to the wind stress and it is difficult for the models to ride up the correct water mass water contrarily in the nSMUS

where most of model reproduce the SST upwelling indices.

3.4.2 Evolution of ocean stratification under the climate change

The warming of the ocean has long been linked to greater stratification (Roemmich and McGowan, 1995), less productive, and less oxygenated oceans. Connections of stratification with upwelling have also been outlined (Chhak and Di Lorenzo, 2007). The existence of such a definitive relation is commonly supported by model outputs projecting increased near surface stratification and shallower mixed layers under global warming scenarios (Behrenfeld et al., 2006); (Capotondi et al., 2012) hindering the ventilation of the ocean (Somavilla et al., 2017). We aim to shed some light on how climate change will affect the ocean stratification in the SMUS region. In the SMUS region, temperature increases significantly under the RCP8.5 scenario in all the models and at all depths (red curve in [Fig.3.5](#)). Greater warming occurs nearer the surface of the water column with $3^{\circ}C$ to $5^{\circ}C$ more than over the recent period in the multi-model mean. In [Fig.3.8](#), the projected change of stratification is defined as the relative change of the thermocline slope, with respect to the current value, expressed in percentage.

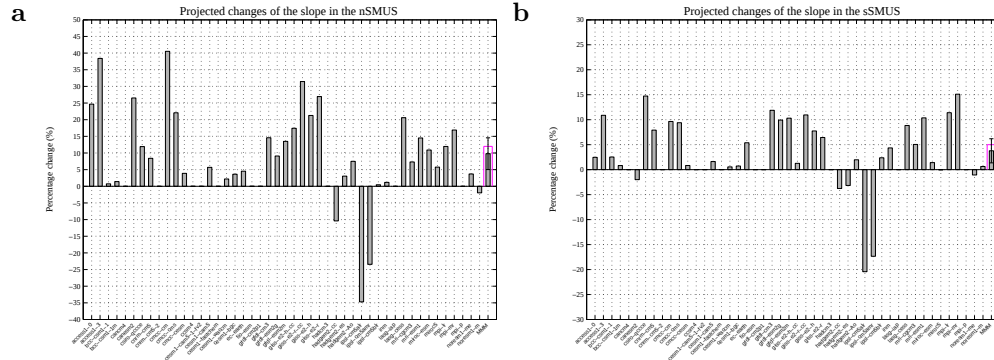


Figure 3.9: Projected changes (in %) of the thermocline slope computed as shown in Fig.3.6 and averaged over the nSMUS (panel a) and sSMUS (panel b). The changes are estimated as the difference between the future [2080-2100] and the historical [1985-2005] period and the percentage is estimated with respect to the historical value averaged over the upwelling season (November- May). Models for which temperature data was not available for the RCP8.5 scenario are marked by a empty space. The right column (in magenta) in the both panels shows the percentage of change of the MMM and the black whisker bars indicate the 95% confidence interval slope.

with more than 92% of the models agreeing on the sign of the change. In the northern region (Fig.3.9.a) the projected increase of stratification is much higher than in the southern region (Fig.3.9.b) as shown in the individual models. Over nSMUS, this change in the MMM is $9.8 \pm 4.7\%$ whereas in the sSMUs it is $3.7 \pm 2.4\%$. This enhanced stratification in nSMUS may explain the reduction of SST indices in the future found in this region (Fig.8.a in (Sylla et al., 2019)). This increase of ocean stratification under a global warming is found by several authors. (Capotondi et al., 2012) examined the changes in upper ocean stratification in the CMIP3 climate models according to the SRES-A2 scenario using the difference density between 200 m and surface. They found a significant increasing in ocean stratification during the second half of the 21st century in several regions of the global

ocean (North Pacific, North Atlantic, Indian Ocean and Arctic Ocean for exemple). This is due to the increase in surface temperature. Using the potentiel temperature in the CMIP5 models (Oyarzún and Brierley, 2018) also show an increase of the stratification at the end of the 21st century in the RCP8.5 scenario over the northern and southern part of Humboldt system. This limits effect of the strengthening of upwelling favorable winds projected by (Bakun, 1990) in this system. In fact, they explain that the increasing wind stress under global warming would drive stronger upwelling at the surface (namely 30-50 m depth), while its net effect on deeper ocean layers (100-300 m depth) would gradually decline because of the increasing stratification. This could in turn affect the primary production. (Roemmich and McGowan, 1995) using observational data shows a reduction in zooplankton abundance under stronger stratification in the California system. (Behrenfeld et al., 2006), (Boyce et al., 2014) suggest that enhanced stratification, reduces surface nutrients and ultimately productivity. The same phenomenon could be at play in SMUS. However, the consequences of the future evolution of the SMUS system for the primary production in climate models are not further investigated in this thesis.

3.5 Bakun's hypothesis revisited in the SMUS

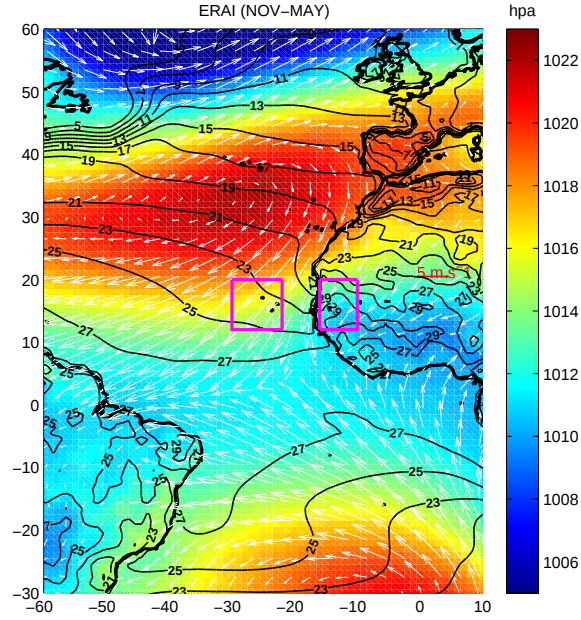


Figure 3.10: Annual mean sea level pressure SLP (color, hpa) in the northeastern tropical Atlantic, surface air temperature T_{as} ($^{\circ}C$) (black contours) and the sea surface wind (vectors) from ERA1 reanalysis and averaged from November to May over the period [1985-2005]

The wind stress that induces the coastal upwelling is maintained in part by a strong atmospheric pressure gradient between a low pressure cell over the continent and the higher pressure over the cooler ocean. (Seager et al., 2003) and (Huyer, 1983) have shown that large surface-air temperature T_{as} differences between the relatively cool ocean and warm continents during summer contribute to the development of the steep SLP gradients of the EBUSs system. This conceptual understanding of the upwelling process (Bakun, 1990) to hypothesize that inhibition of nighttime cooling

and enhancement of daytime heating on land as a result of global warming would lead to intensified coastal upwelling in the future. Indeed, the intensification of the continental thermal lows adjacent to upwelling regions should lead to increased onshore-offshore atmospheric pressure gradients and thereby accelerated alongshore winds. However, this mechanism may not hold in the case of the SMUS as this upwelling is winter and not in summer. We have found in (Sylla et al., 2019) that the senegalo-mauritanian upwelling was indeed rather projected to decrease in the future. In order to complement this study we further explore and validate the large scale atmospheric structure of the region in the models. For this, we have used the SLP and T_{as} from the ERA-Interim reanalysis at $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ global resolution and NCEP-DOE reanalyses at $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ resolution (see chapter 2). During the upwelling season (Fig.3.10), the spatial pattern of SLP over the northeastern Atlantic is marked by high pressures over the ocean in particular, the north of $20^\circ N$. This is the Azores High that, modulates the favorable upwelling winds. Low pressures can also be seen over the land in the Sahel region. A modification of this pattern in the end of the 21st century is in part responsible for the reduction of SMUS intensity, with a northern shift of Azores anticyclone and an extension of the land low pressure toward the ocean (Fig.11.b in (Sylla et al., 2019)). Still, to evaluate the Bakun hypothesis, we define two regions in the latitude range of this upwelling, one over land ($10^\circ W$ - $16^\circ W$ and $12^\circ N$ - $20^\circ N$) and one over ocean ($22^\circ W$ - $30^\circ W$ and $12^\circ N$ - $20^\circ N$) (magenta boxes of Fig.3.10), and calculate the difference of their respective area-averaged over land minus

ocean. These gradients are shown in Fig.3.11 for all the models and for the two validation data sets over the SMUS region.

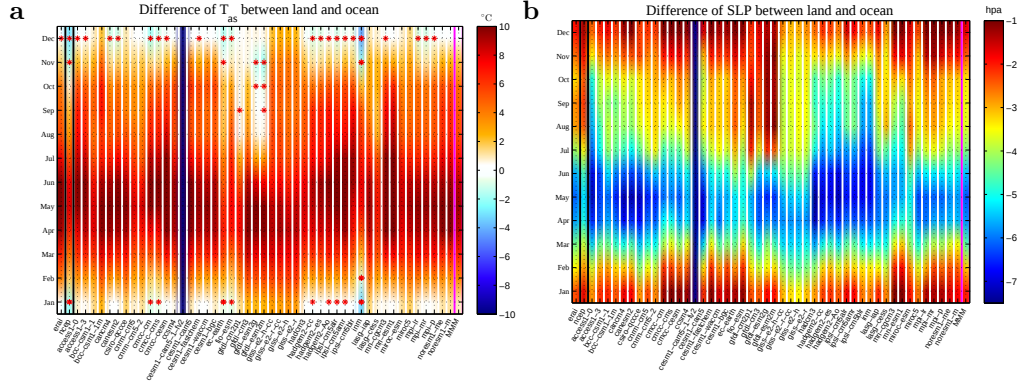


Figure 3.11: Land-ocean difference of T_{as} ($^{\circ}C$, panel a) and SLP (hpa, panel b) from ERAI and NCEP reanalyses (highlighted in black), the multi model mean MMM (in magenta) and the CMIP5 models (other panels) averaged between the land box ($10^{\circ}W$ - $16^{\circ}W$ and $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$) and the ocean box ($22^{\circ}W$ - $30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$) and from November to May over [1985-2005]. The dark blue column in both panels correspond to the model for which neither the T_{as} and SLP was available (CESM1-CAM5-1-fv2). The red dots on panel (a) correspond to the month where the T_{as} gradient is negative

The land-sea T_{as} gradient Fig.3.11.a over the SMUS region is strongest in spring (April-June) in the reanalysis (ERA-Interim and NCEP) as well as in the most of models and in the MMM. This same seasonality is noted in the northern (nSMUS) and southern (sSMUS) parts of the upwelling separately (not shown). During this season, the SLP gradient is also maximum (in absolute values), consistently with a primary thermally driven water column pressure. In summer, all CMIP5 models seem to agree with the general picture that the upwelling-favorable winds are primarily driven by land-sea SLP contrast induced by a thermal gradient. In winter the SLP gradient remains negative (Fig.3.11.b), consistently with dominantly

northerly winds but it reaches its minimum values. This is consistent with the T_{as} seasonality. Yet, T_{as} gradient is even negative (highlighted by red dots) in a few months of winter and for same data and models unlike the SLP gradient. This suggests a partial decoupling between the SLP and T_{as} zonal gradients in this region during these winter months. The SLP gradient is thus in fact probably not purely thermally driven. There can be several reasons for this. First, we are here investigating the winter season, thus with a possible weaker influence of temperature. Furthermore, the SMUS region is located further south than the other EBUSs. We can thus expect a more tropical dynamics, in particular with some influence of the ITCZ.

In order to further qualify the evolution of the large scale meteorological features in this region, we have computed the T_{as} gradient averaged from November to May over the historical period (Fig.3.12). We consider the same land and ocean boxes averaged in Fig.3.11.

This figure confirms that during the upwelling season, T_{as} gradient on average is positive in all the data sets with $2^{\circ}C$ to $4.7^{\circ}C$ in NCEP and ERAI respectively, and $4.4 \pm 0.3^{\circ}C$ in the MMM at the 95% of confidence level. Fig.3.13 shows the changes of land-sea T_{as} gradient towards the end of the 21st century in the RCP8.5 scenario runs. The changes are the difference between the future [2080-2100] and the historical [1985-2005] periods averaged from November to May. The winter T_{as} land-sea gradient difference increases in all the models in the future and its magnitude range from 25 to 90%. The MMM shows also a significant increase of this term of $45 \pm 5\%$.

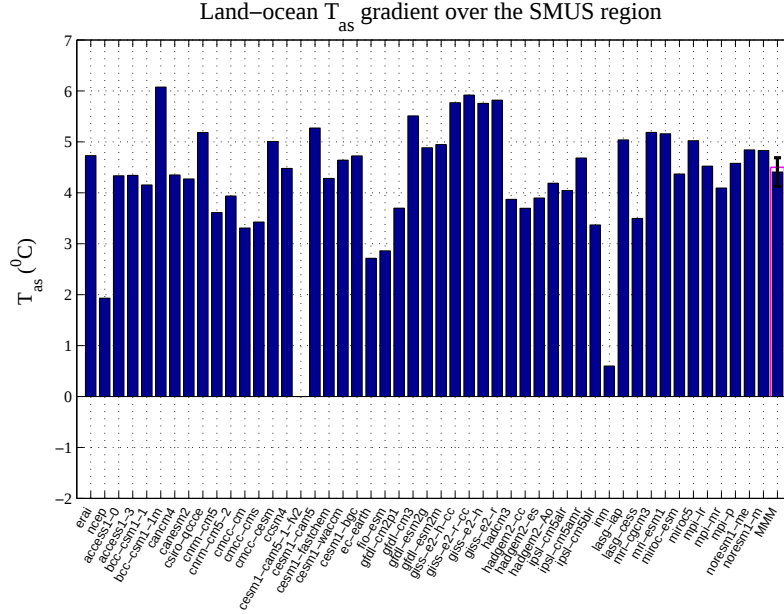


Figure 3.12: Seasonal (November-May) variation of T_{as} gradient over the senegalo-mauritanian upwelling system (T_{as} land [$10^{\circ}W-16^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$] minus T_{as} over the ocean [$22^{\circ}W-30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N$]) derived from ERAI, NCEP and the CMIP5 models during the historical period [1985-2005].

This increase of T_{as} gradient under global warming, will deepen of the thermal low-pressure systems over the continents and induce an intensification of the land-sea SLP gradient (Bakun, 1990). In order to confirm this point, we investigate the evolution of SLP in the future (Fig.3.14). In the SMUS the magnitude of the SLP over the land and ocean will decrease in the future, consistently with a significant deepening of the continental thermal low-pressure system projected across models except in a few of them (ACCESS-1-3, CNRM-CM5 and MIROC5) as found by (Rykaczewski et al., 2015) in summer over the canary system. This deepening is statistically significant at 95% of confidence and tend to increase the land-sea gradient as

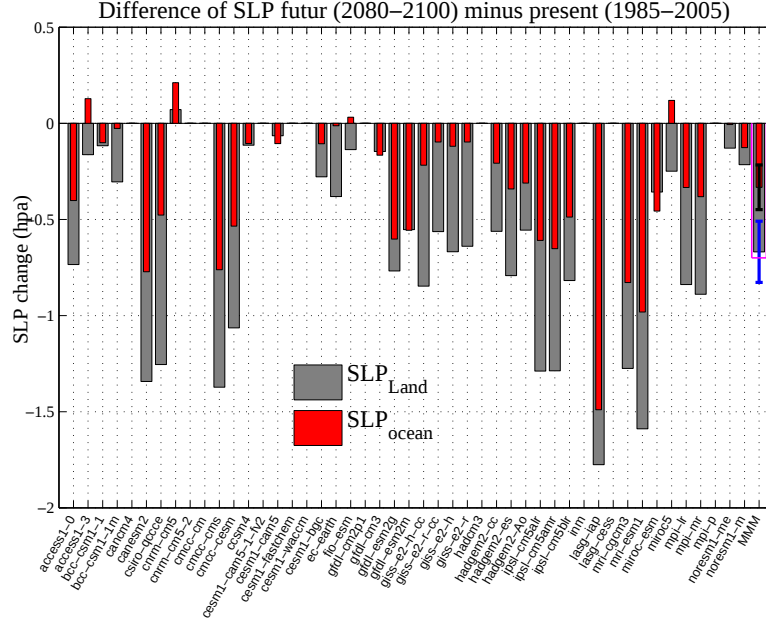


Figure 3.14: Wintertime change of land SLP averaged over the land box $[10^{\circ}W-16^{\circ}W, 12^{\circ}N-20^{\circ}N]$ (grey bars) and over the ocean box $[22^{\circ}W-30^{\circ}W$ and $12^{\circ}N-20^{\circ}N]$ (red bars). This change is estimated as the difference between the future period [2080–2100] and the historical period [1985–2005]. The blue and black whisker bars indicate the 95% confidence interval of land and ocean SLP change respectively.

fluencing anthropogenic changes in upwellings. Instead, we suggest that anthropogenic changes in the intensity of upwelling-favorable winds is associated with shifts in the seasonal development and geographic positioning of the atmospheric high-pressure systems over the Atlantic region. Northward shifts of high pressure will stimulate changes in the magnitude of upwelling winds that are more consequential than an increase in land-sea T_{as} differences.

3.6 Évolution de la durée de l'upwelling

La première moitié du chapitre 3 s'est focalisée sur l'évolution éventuelle de l'intensité de l'upwelling au cours de la saison moyenne de son développement c'est à dire de novembre à mai. Ici, nous proposons d'étudier l'évolution de la longueur de cette saison.

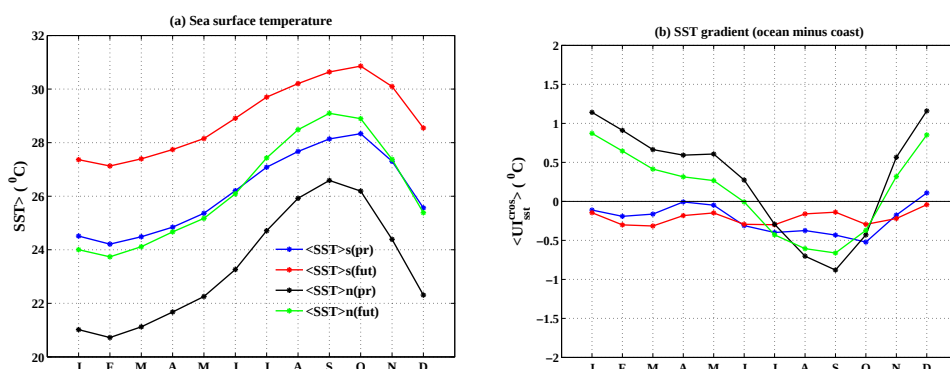


Figure 3.15: Évolution mensuelle de la durée de l'upwelling sénégal-mauritanien de la MMM des modèles CMIP5. Panel (a): la température de surface moyennée dans la région sud du SMUS [12°N - 15°N - 16°W - 20°W] au présent [1985-2005] (bleu) et au futur [2080-2100] (rouge). Les courbes noires [1985-2005] et vertes [2080-2100] correspondent aux SST dans la région nord du SMUS [16°N - 20°N - 16°W - 20°W]. Panel (b) représente l'évolution de la durée du SMUS dans ces deux zones (nord et sud) pour l'indice de la différence de SST large côte.

Notons que le système d'upwelling est un phénomène dont les variations sont modulées à l'échelle journalière. En toute rigueur, une détermination de sa durée à l'échelle mensuelle n'est pas très appropriée. Ici, elle est néanmoins estimée à cette échelle avec la moyenne multi-modèle de la base CMIP5.

La Fig.3.15.a montre que dans le nSMUS le minimum de SST est observé en février et celui de la SST maximale en septembre sur la période historique

(courbe noire) et cela reste inchangé dans le futur (courbe verte). Dans la zone sud, le cycle saisonnier est très similaire, mais le maximum de SST a lieu plutôt en octobre. Ces mois demeurent également constants dans le futur pour cette région. Cette première étude suggère donc que la durée de l'upwelling est quasiment inchangée dans le futur à l'échelle mensuelle. Le panel (b) suggère quand à lui une réduction de la durée de l'upwelling dans la zone nord. En effet, la MMM a un upwelling de novembre à juin environ au présent (courbe noire) et de novembre à mai dans le futur (courbe verte). On peut supposer une réduction d'environ un mois dans cette partie seulement mais pas dans la région totale du SMUS.

3.7 Analyse du SMUS dans les modèles CMIP6

3.7.1 État moyen

Comme décrit par plusieurs études ((Richter and Xie, 2008) ; (Wahl et al., 2011); (Xu et al., 2014)), les simulations issues des modèles de climat souffrent de biais notamment des biais chauds de température de surface (Fig.3.16) et de vents trop faibles dans l'Atlantique tropical. Ces derniers couvrent principalement trois régions: la région équatoriale (cercle en bleu) et les upwellings côtiers dans l'Atlantique tropical nord et dans l'Atlantique tropical sud (carrés en noir). Plusieurs mécanismes sont mis en jeu pour expliquer l'origine de ces biais tels que la déficience de la résolution hori-

zontale des modèles océaniques (Zheng et al., 2011); (Seo et al., 2006); sous représentation des nuages à basses latitudes (Huang et al., 2007); (Hu et al., 2010) etc.... Ainsi les résultats de notre évaluation initiale du système

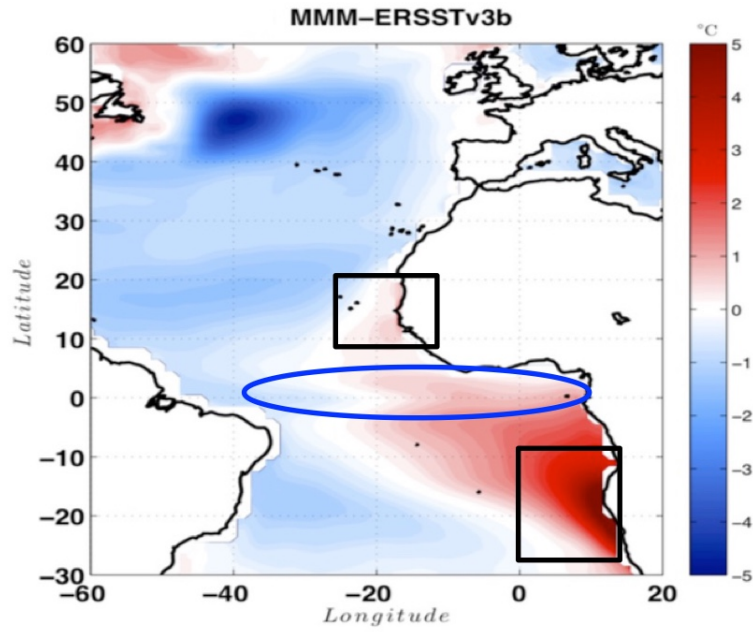


Figure 3.16: Biais moyen de SST de la moyenne multi-modèle des modèles CMIP5 ($^{\circ}\text{C}$) calculé sur la période [1985-2005]. Les biais sont calculés comme la différence entre la MMM et ERSSTv3b

d'upwelling côtier sont émis avec une marge de confiance limitée par ces biais et probablement le manque de représentation des processus côtiers à plus fine échelle. Cependant les simulations CMIP6 sont disponibles depuis quelques mois à l'heure où cette thèse est rédigée. Pour beaucoup de modèles, on note une légère augmentation de la résolution horizontale et verticale océanique et/ou atmosphérique par rapport à CMIP5. Par ailleurs, de nombreux travaux ont été menés afin de corriger ces biais de bord est dans les océans tropicaux (Hourdin, pers. com.). Cette section a

donc pour objectif de ré-examiner notre évaluation de la réponse du SMUS au changement climatique dans la base de données CMIP6. Cette expérience est seulement limitée aux deux modèles français IPSL-CM6A-LR et CNRM-CM6. Ils sont les premiers modèles dont les variables océaniques sont disponibles lors de cette analyse sur la période historique et au futur. Une évaluation rapide des biais systématiques dans l'Atlantique nord, montre que ces nouveaux modèles sont nettement améliorés par rapport aux précédentes versions (Fig.3.17). L'étendue et l'intensité des biais froids dans l'océan atlantique est réduite, ainsi que le biais chaud côtier, qui reste maximum dans l'hémisphère sud et le long de l'équateur.

Dans la partie ouest du bassin entre $5^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ (boîtes en magenta), le biais froid de SST d'environ $-1^{\circ}C$ à $-2.5^{\circ}C$ observé dans CNRM-CM5 est largement réduit dans les nouvelles simulations plus particulièrement avec CNRM-ESM2. Le biais chaud peu intense de l'ordre de $-0.5^{\circ}C$ à $-1.5^{\circ}C$ collé le long de la côte sénégal-mauritanien dans IPSL-CM5 semble disparaître avec IPSL-CM6. La réduction de ces biais peuvent ainsi avoir un impact très important dans l'amélioration des modèles de climat sur la représentation plus réalistes des upwellings côtiers.

Dans la suite de cette section, nous nous efforçons de dégager les principales tendances représentatives de l'évolution saisonnière du SMUS avec la version CMIP6 des deux modèles de climat français sur la période 1985-2005. Ces résultats sont comparés avec ceux de ces mêmes modèles dans la base CMIP5. La comparaison entre les observations et CMIP6 sur la période historique, nous permet de rebondir sur la réponse du SMUS à

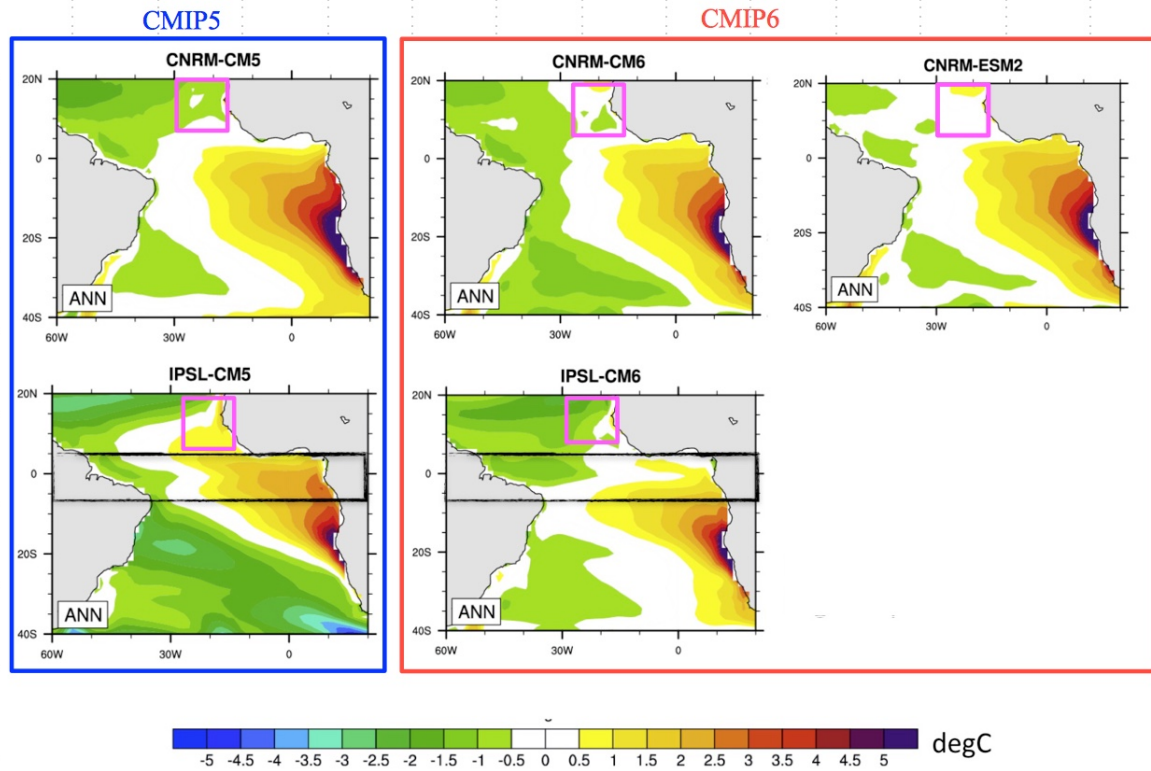


Figure 3.17: Biais moyen de SST ($^{\circ}\text{C}$) des modèles CNRM-CM5 et IPSL-CM5 de la base CMIP5 et CNRM-CM6 et IPSL-CM6 de la base CMIP6. Pour chaque modèle un seul ensemble est choisi sur la période historique [1950-2005]. Les biais sont calculés comme la différence entre la SST de chacun des modèles et ERSSTv5 (figure tirée de la présentation d’Emilia Sanchez Gomez à l’atelier CMIP6 Bordeaux 2019, <http://climeri-france.fr/atelier-cmip6-presentations/>)

l’horizon 2080-2100. Elle est estimée avec la scénario nommé ssp5-8.5, qui est relativement similaire à RCP8.5 dans CMIP5 en terme d’impact radiatif à la fin du siècle. L’analyse suit un protocole similaire à celui développé dans (Sylla et al., 2019). Soulignons simplement que les sorties des versions CMIP6 ont été conservées sur leur grille native, donc non interpolées.

3.7.2 Les indices de signature thermique du SMUS

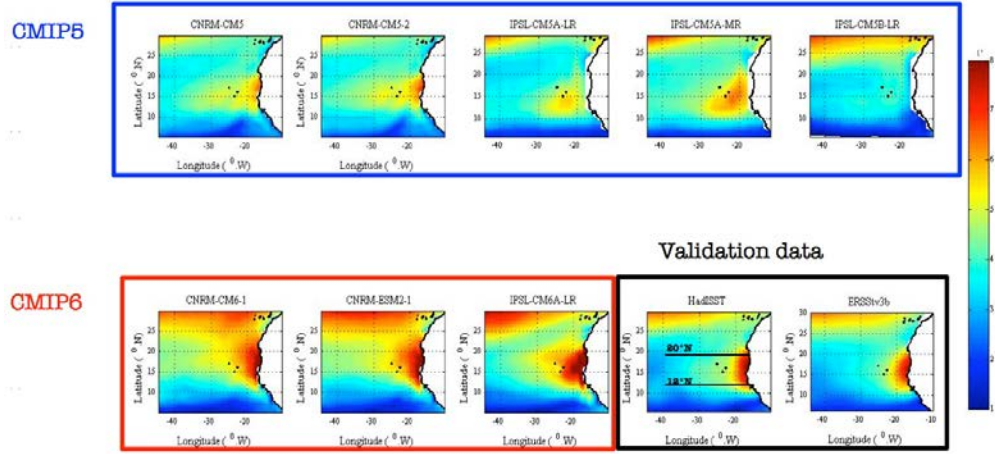


Figure 3.18: Amplitude du cycle saisonnier de la SST ($^{\circ}C$) dans l'Atlantique tropical nord-est au cours de la période [1985-2005] avec les données HadISST, ERSSTv3b (encadré en noir) et pour les simulations de la base CMIP5 (encadré en bleu) et CMIP6 (encadré en rouge). Les barres noires sur la donnée de validation HadISST montrent l'étendue de la latitude de la région du SMUS.

Le cycle annuel est généralement l'échelle temporelle dominante de la variabilité de la température. Cependant, dans les tropiques, les saisons sont moins marquées qu'aux latitudes moyennes et élevées, et la variabilité à cette échelle de temps est donc moins énergétique (ex., (Wang et al., 2015)). Comme expliqué dans les chapitres précédents, le SMUS est soumis à un refroidissement côtier hivernal et constitue donc une exception sous-régionale en ce qui concerne la saisonnalité. Cette caractéristique est illustrée à la (Fig.3.18), qui montre l'amplitude du cycle saisonnier de la SST moyenne sur la période 1985-2005. Cette amplitude est maximale (environ $7^{\circ}C$ à $8^{\circ}C$) entre $12^{\circ}N$ et $20^{\circ}N$ le long de la côte est dans les deux données

d'observations du fait que l'upwelling saisonnier contribue au refroidissement hivernal. Cette bande de latitude se distingue du secteur nord (au nord de $20^{\circ}N$), où l'upwelling estival domine et tend à compenser l'effet du cycle saisonnier du flux solaire, et du secteur sud (au sud de $12^{\circ}N$) où l'upwelling est très faible voire absent. Pour les modèles du CNRM dans CMIP5, on observe que le cycle saisonnier est seulement amplifié au nord de la presqu'île du Cap (vers $15^{\circ}N$) avec une intensité relativement faible par rapport à celle obtenue avec les observations. On constate dans IPSL-CM5A-LR que la variation maximale du cycle saisonnier du SMUS n'est pas collée à la côte. Elle est décalée vers le large entre $20^{\circ}W$ - $30^{\circ}W$ environ. Cette anomalie est partiellement corrigée dans la version à plus haute résolution (IPSL-CM5A-MR) alors que dans IPSL-CM5B-LR aucun signal du SMUS n'est observé. Dans les 3 configurations de CMIP6 étudiées, l'amplitude du cycle saisonnier dans l'Atlantique tropical est beaucoup plus contrastée que dans les versions CMIP5, avec un gradient nord sud beaucoup plus marqué. Le long de la côte, les valeurs maximales excèdent celles des observations. De plus, la région de forte amplitude de cycle saisonnier est beaucoup plus étendue. Il est intéressant de noter que l'évolution est similaire pour les 2 modèles français. Les raisons de ce comportement n'ont pas été étudiées ici.

Toujours dans la ré-examination du SMUS dans CMIP6, on reproduit l'indice communément appelé différence de SST entre le large et la côte, qui est très largement utilisé dans la littérature pour caractériser la signature en surface d'un upwelling côtier.

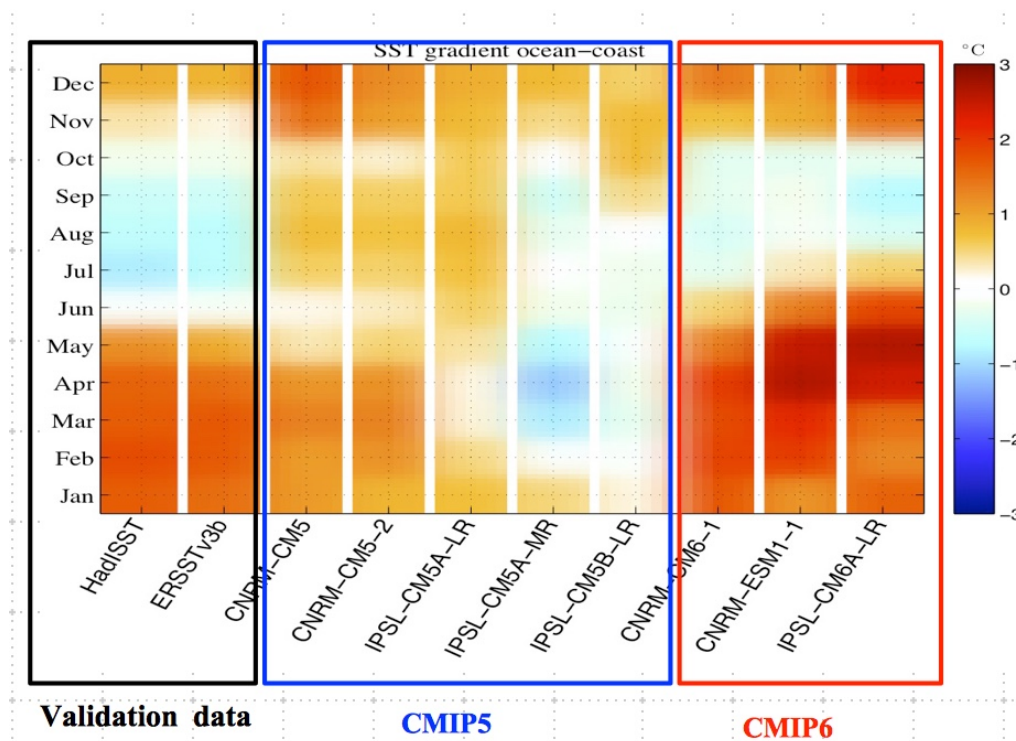


Figure 3.19: Moyenne climatologique du gradient de SST ($^{\circ}C$) entre le large et la côte [1985-2005], moyennée sur toute la bande latitudinale de la région du SMUS. Les 2 premiers panneaux (encadré en noir) représentent les observations (HadISST et ERSSTv3b), les 5 seconds panneaux (encadré en bleu): les modèles français CNRM et IPSL de la base CMIP5 et les 3 derniers panneaux (encadré en rouge): les nouveaux modèles français de la base CMIP6. Les valeurs positives (négatives) correspondent à un upwelling (downwelling).

La Fig.3.19 montre l'évolution saisonnière de cet indice moyennée sur toute la bande latitudinale ($12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$) de la région du SMUS. Les valeurs positives de cet indice (upwelling) sont observées en moyenne de novembre à mai dans les deux ensembles de données d'observations. Les modèles CNRM-CM5 et IPSL-CM5A-LR ne reproduisent pas les variations saisonnières de cet indice dans cette gamme de latitude. Les configurations du CNRM tendent à montrer une signature permanente (sur toute l'année)

de l’upwelling. Dans les modèles de l’IPSL, au contraire, la durée du SMUS est très courte avec un upwelling qui a lieu seulement de novembre à janvier environ. Il faut noter que ces modèles comme la plupart des autres modèles de cette base sont remarquablement cohérents avec les observations dans le nord du système (au nord de $15^{\circ}N$, eg, (Sylla et al., 2019), non montré ici). Comme pour le premier indice thermique, les modèles de la base CMIP6 exhibent une nette amélioration dans la reproduction de cet indice. Ils représentent le changement de signe entre l’été et l’hiver, avec des valeurs de UI_{sst}^{cross} positives en hiver mais relativement plus intenses que dans les observations. Cet indice semble également indiquer une saison d’upwelling plus longue que dans les observations, notamment s’étendant un peu plus sur le printemps.

3.7.3 L’indice dynamique (le transport d’Ekman)

Deux indices dynamiques de l’upwelling avaient été définis dans (Sylla et al., 2019): l’intensité du transport d’Ekman le long de la côte d’une part et la divergence d’Ekman intégrée sur la zone. Vue la similitude des résultats, un seul indice est examiné ici: on considère la divergence côtière moyennée sur toute la bande latitudinale du SMUS (Fig.3.20). La saisonnalité de cet indice est modeste dans les données de validation. Le UI_{wind}^{div} montre une réduction saisonnière en été avec des valeurs relativement faibles, mais sans changement de signe. Les modèles du CNRM dans CMIP5 saisissent cette caractéristique de façon appropriée alors que dans les simulations de

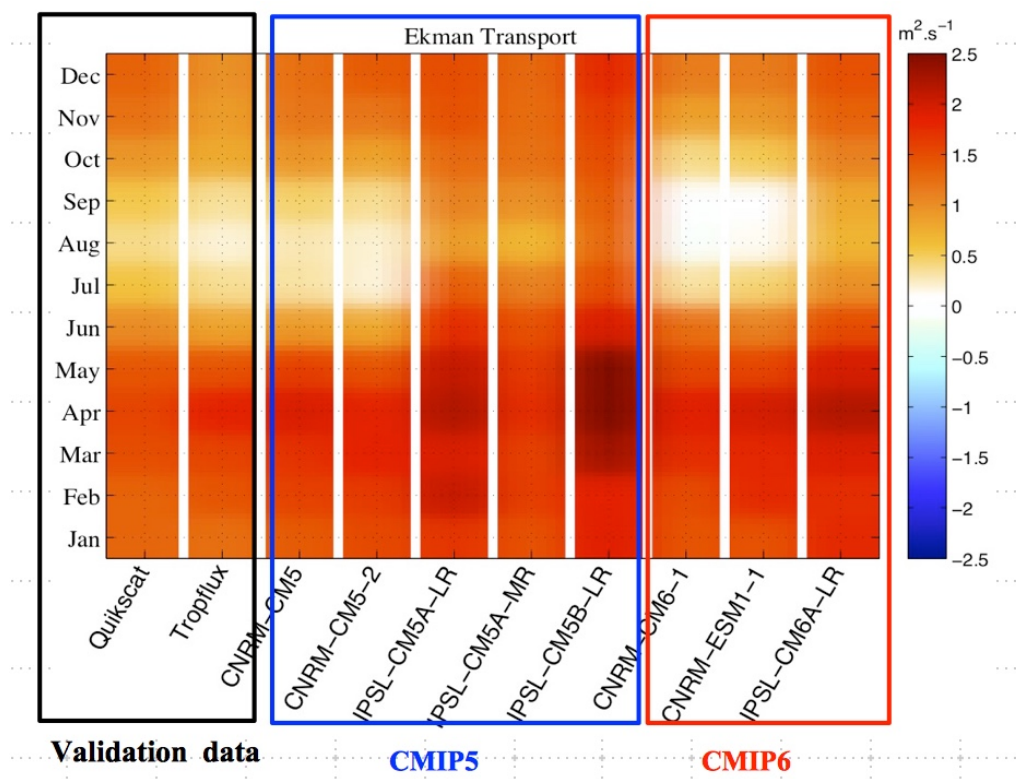


Figure 3.20: Moyenne climatologique de [1985-2005] du transport d'Ekman ($m^2.s^{-1}$) à la côte moyennée sur la latitude $[12^{\circ}N-20^{\circ}N]$. Voir Fig.3.19 pour l'interprétation des différents panneaux encadrés par les rectangles noir, bleu et rouge. Les valeurs positives (négatives) correspondent à un upwelling (downwelling).

l'IPSL le transport est en général intense tout au long de l'année. Entre les bases CMIP5 et CMIP6, les modèles du CNRM ne montrent pas une très grande évolution à l'exception de l'intensité du transport durant l'été (août-septembre) où les valeurs sont quasiment nulles. La saisonnalité est donc plutôt plus marquée que dans les observations et réanalyses. Pour les IPSL-CM5 on note une saisonnalité trop faible et trop peu de réduction du forçage par le vent en été. Ceci pourrait expliquer le manque de saison-

nalité vu plus haut (Fig.3.19). Mais Comme pour CNRM, on observe peu d'évolution dans IPSL-CM6. La saisonnalité du forçage par le vent peu marquée, alors que le cycle saisonnier de la SST est beaucoup plus net.

En résumé, la ré-examination du SMUS avec ces nouveaux modèles montre les efforts importants fournis par les centres de modélisations pour tenter de corriger ou réduire les biais systématiques localisés dans les régions d'upwelling côtiers de l'Atlantique nord. Sur les figures 3.18, 3.19 et 3.20, il apparaît que les modèles couplés issus des deux groupes français sont capables de reproduire de nombreuses caractéristiques du SMUS, avec des performances améliorées par rapport aux versions CMIP5.

3.7.4 Évolution du SMUS dans les modèles CMIP6 sous l'effet du changement climatique

Vue l'amélioration de la capacité des modèles à reproduire les indices caractéristiques du SMUS, il est tentant d'utiliser ces mêmes modèles pour simuler les conditions futures du SMUS face au changement climatique afin de le comparer avec les projections des CMIP5 (Sylla et al., 2019). Nous utilisons les différents indices définis précédemment sur la période 2080-2100 avec le scenario ssp5-8.5. Nous considérons les indices en moyenne sur l'ensemble de la saison d'upwelling allant de novembre à mai.

La Fig.3.21 montre le changement prévu des indices basés sur la SST. Ces nouveaux modèles confirment une diminution des deux indices thermiques dans le futur. Cette diminution est de 2-22% pour UI_{sst}^{seas} et de 15-25%

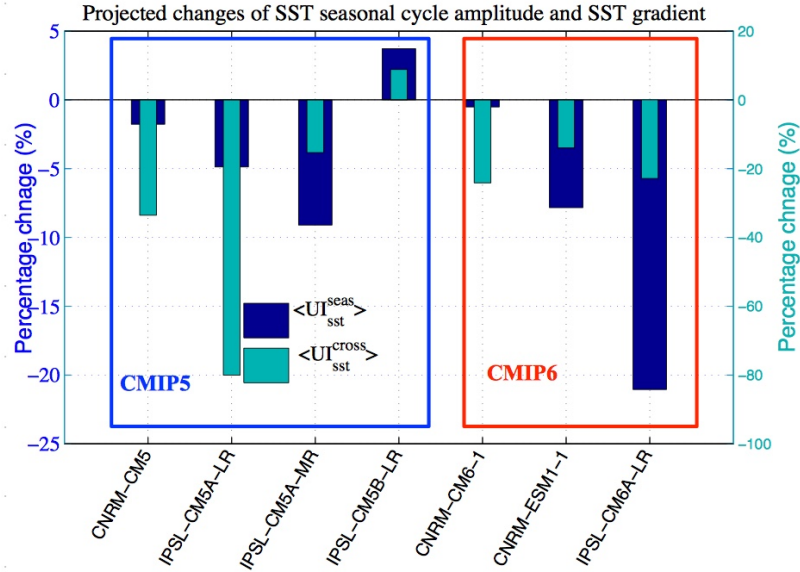


Figure 3.21: Projections des indices thermiques moyennés dans toute la région du SMUS [$12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$]. Les barres en bleu foncé montrent les changements projetés par UI_{sst}^{seas} et ceux en bleu clair les changements dans le futur de UI_{sst}^{cross} moyennés de novembre à mai. Les changements sont estimés comme la différence entre la période future [2080-2100] et la période historique [1985-2005]. Le pourcentage de changement est donné par rapport à la valeur historique.

pour UI_{sst}^{cross} par rapport à la valeur historique selon les configurations. La réduction de ces indices est cohérente avec les résultats suggérés par ces modèles français dans la base CMIP5 et avec la MMM (qui suggère une réduction de l'ordre de $8 \pm 2\%$ et $60 \pm 40\%$ pour UI_{sst}^{seas} et UI_{sst}^{cross} respectivement) à 95% de confiance. On note néanmoins un fort écart entre les réponses de l'indice UI_{sst}^{seas} . Ce dernier était pourtant très similaire dans les trois modèles en conditions historiques (Fig.3.18). La réponse du modèle IPSL-CM6A-LR est beaucoup plus forte que celle des deux modèles du CNRM. La réponse de UI_{sst}^{cross} est plus homogène, alors que cet indice est bien moins robuste.

La Fig.3.22 montre la réponse du transport d'Ekman à la côte sur toute la région du SMUS. Ces modèles suggèrent comme pour les indices précédents une réduction de l'intensité du transport. Elle est environ de 5% dans CNRM et de 16% dans IPSL-CM6.

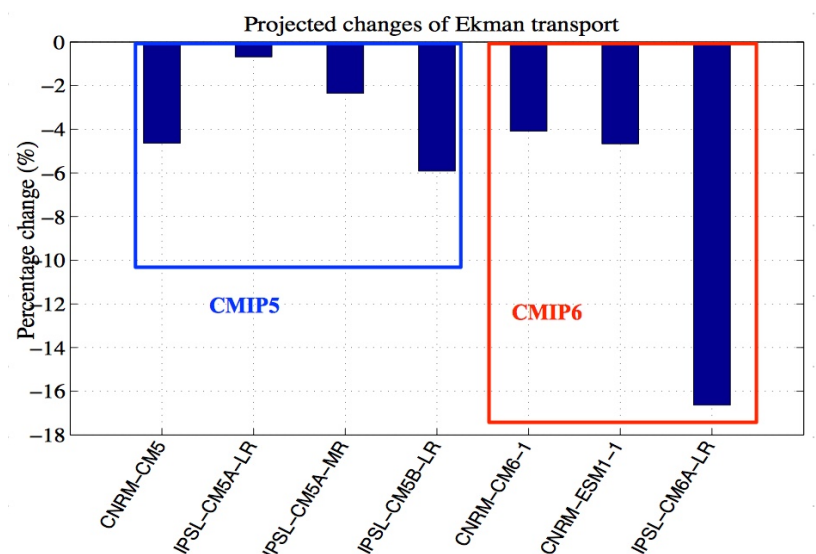


Figure 3.22: Projections du transport d'Ekman intégré sur toute la latitude $[12^{\circ}N-20^{\circ}N]$ et moyenné de novembre en mai. Les changements sont estimés comme la différence entre la période future [2080-2100] et la période historique [1985-2005]. Le pourcentage de changement est donné par rapport à la valeur historique.

Cette réduction est également observée sur les modèles français de la base CMIP5 et la MMM qui montre une réduction de l'intensité du transport de l'ordre de $(5 \pm 1.9\%)$ dans le futur.

Ces premières analyses montrent une nette amélioration de la représentation du SMUS dans les deux modèles français développés pour l'exercice CMIP6, par rapport à CMIP5. L'analyse de l'évolution future du SMUS avec ces quelques configurations confirme une réduction d'ici la fin du 21^e siècle. La

base CMIP6 n'est à ce jour pas suffisamment fournie pour permettre une analyse de l'amplitude et de l'incertitude de cette réduction.

3.8 Conclusion

Ces travaux décrivent une étude première de la représentation du système d'upwelling sénégal-mauritanien dans les modèles de climat. Deux périodes ont retenu notre attention: la période historique [1985-2005] et la fin du 21^e siècle ([2080-2100]). Cinq indices basés sur la SST, la tension du vent et la SSH ont été définis, comparés et combinés. Les deux indices basés sur le SST décrivent la signature thermique en surface de l'upwelling. Les trois autres indices basés sur la tension du vent et la SSH visent à quantifier les mécanismes dynamiques à l'origine de l'upwelling.

La comparaison avec les données de validation (HadISST et ERSSTv3b) sur la période historique montre que dans 34 simulations sur 47, l'amplitude du cycle saisonnier de SST, représentatif du refroidissement intense en hiver des eaux de l'upwelling est un peu sous-estimé dans la partie sud du système et le maximum de son intensité se trouve au nord de la presqu'île du Cap vert (au nord de 15°N). Ce biais est en partie dû à la difficulté des modèles couplés à reproduire le climat de l'Atlantique tropical.

La saisonnalité du gradient côte-large de SST est aussi bien mise en évidence dans les observations avec un changement de signe en été. Comme pour le cycle saisonnier de la SST, les modèles ont des biais dans la partie sud du SMUS pour cet indice, où cette saisonnalité n'est pas aussi claire-

ment reproduite que dans les observations. Enfin, malgré les biais en termes d'intensité, la saisonnalité de la divergence d'Ekman côtière est relativement bien reproduite dans les modèles, avec la moyenne multi-modèle (MMM) très similaire aux données de validation (Quikscat et Tropfux) dans la région du SMUS.

La réponse des différents modèles au scénario RCP8.5 sur le futur du SMUS est différente en terme d'amplitude, mais le résultat général est une réduction de l'upwelling à la fin du 21^e siècle. La réponse des indices thermiques est généralement plus cohérente entre les modèles et elle l'est partiellement avec les indices dynamiques. L'amplitude du cycle saisonnier de SST sera nettement réduite dans le futur du fait que la SST climatologique du mois le plus froid augmente plus que celui de la saison chaude. Le gradient côte-large de SST quant à lui montre également une diminution dans la plupart des modèles au nord et au sud de la région du SMUS. Le transport d'Ekman exhibe aussi une diminution de son intensité au futur en moyenne dans toute la région du SMUS. Cette projection de la divergence côtière est beaucoup plus robuste à travers les différents modèles dans la partie sud du SMUS. Cependant dans la nSMUS, les modèles se divisent à peu près à parts égales entre une diminution et une augmentation de l'intensité du transport. La circulation grande échelle montre que les anomalies de vent sont principalement dirigées vers l'ouest. En cohérence avec cette circulation, le pompage d'Ekman augmente dans le nSMUS et diminue dans le sSMUS. Cependant sur l'ensemble de la région ($12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$), aucun changement significatif du pompage d'Ekman n'est détecté.

En résumé la conclusion générale sur le futur du SMUS basée sur les pourcentages de changement de nos différents indices suggèrent une diminution de l'intensité de ce système à la fin du siècle. Cette réduction est liée à une structure d'anomalie négative de la SLP sur le Sahara qui s'étend vers l'océan, un décalage vers le nord de l'Anticyclone des Açores et une augmentation de la stratification océanique et du flux géostrophique. Ces résultats ne soutiennent donc pas, dans le cas du SMUS l'hypothèse de Bakun proposée en 1990. La ré-examenation du SMUS dans la base CMIP6 avec les modèles français de l'IPSL et du CNRM montre une nette amélioration des modèles couplés dans la représentation des indices caractéristiques du SMUS, malgré un certain nombre de biais rémanents en terme d'intensité. La réponse du SMUS dans cette base CMIP6 suggère une diminution de l'intensité du SMUS dans le futur comme dans les modèles CMIP5. Une analyse de la base CMIP6 plus complète sera nécessaire pour évaluer l'évolution de l'intensité et de la barre d'incertitude de cette projection. Une classification des modèles CMIP5 est aussi étudiée. Cette étude basée sur des méthodes statistiques détermine la performance des modèles CMIP5 à reproduire les indices caractéristiques du SMUS (ref Mignot et al., 2019 submitted, en annexe).

Chapitre 4

Variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS

4.1 Introduction

Dans la première partie de cette thèse, nous avons caractérisé la représentation de l'upwelling sénégal-mauritanien à l'échelle de temps saisonnière dans les modèles CMIP5 et son évolution dans le futur (2080-2100). Pour cela, nous avons utilisé des indices thermiques (amplitude du cycle saisonnier et gradient large côte de la SST) et dynamiques (la divergence d'Ekman à la côte et le pompage d'Ekman). Nous avons également discuté de la contribution du flux géostrophique lié à la différence nord-sud de la SSH et de l'influence de la stratification océanique. Les résultats de cette étude montrent que malgré un état moyen océanique dans l'Atlantique tropical souvent biaisé (Richter and Xie, 2008) ; (Xu et al., 2014), certaines modèles de climat ainsi que la moyenne multimodèle parviennent à reproduire au moins grossièrement les caractéristiques grandes échelles de l'upwelling. De plus, nos différents indices suggèrent une diminution de l'intensité de l'upwelling dans le futur. Ces changements sont associés à

un déplacement de l'Anticyclone des Açores de 1° de latitude vers le nord entre la période récente 1985-2005 et la décennie 2080-2100 mais également à l'augmentation de la stratification océanique et du flux géostrophique vers la côte.

Le système d'upwelling ainsi que ses variations à l'échelle saisonnière sont importants pour les écosystèmes marins comme décrit dans le chapitre 1. Les échelles de temps inter-annuelles à décennales sont également utiles à la société, puisqu'elles permettent d'anticiper les modulations futures et éventuellement de guider les politiques d'investissement et d'adaptation socio-économiques.

En raison de ces intérêts pratiques, nous proposons dans un premier temps d'analyser les modulations de l'intensité du SMUS et de ses moteurs à ces échelles de temps. Le système des Canaries qui renferme le SMUS, a suscité un intérêt scientifique majeur au début des années 1970 dans le cadre du projet CINECA (Cooperative Investigation of the Part of the Eastern Central Atlantic) avec plusieurs études menées le long de la côte, principalement au large du Sahara entre $20^\circ N$ et $26^\circ N$. A l'échelle de temps inter-annuelle (Roy, 1991) montre avec le transport d'Ekman à la côte que le milieu des années 1970 était une période d'upwelling relativement intense entre $13^\circ N$ et $30^\circ N$, suivie d'une diminution au cours des années 1980 sur toutes les latitudes. Dans le nord ouest de l'Afrique, (Nykjær and Van Camp, 1994) montrent aussi une faible intensité de l'upwelling à $20^\circ N$ entre 1981 et 1984 coïncidant avec l'événement EL Niño de 1982/83.

A l'échelle de temps décennale, en se basant sur des données de vent et

de SST, (Arfi 1985) a montré que vers $20^{\circ}N$, les années 1960 étaient une décennie de remonté d'eau relativement faible, alors que dans les années 1970 l'upwelling était plus fort que la normale et semblait ensuite s'affaiblir au début des années 1980. A $43^{\circ}N$, (Blanton et al., 1987) ont montré que l'upwelling le plus fort s'est produit au milieu des années 1970 et le plus faible au début des années 1980. (Santos et al., 2005) en utilisant des données de SST satellitaires (MCSST: multi-channel SST en anglais) le long de la côte ibérique ($37^{\circ}N$ - $43^{\circ}N$) sur la période 1982-2001 confirme que la décennie 1982-1991 correspond à un upwelling relativement faible alors que 1992-2001 coïncidait avec une période d'upwelling relativement fort. (McGregor et al., 2007) en se basant sur des reconstructions de signaux paléo-climatiques suggèrent une variabilité de l'intensité du système d'upwelling marocain, avec une influence des fluctuations de basse fréquence des températures de surface de la mer dans l'Atlantique nord.

En outre, des fluctuations décennales sur la capture annuelle des petits pélagiques (sardines et chinchards) ont été observées à la fin du dernier siècle, associées à des changements de l'intensité de l'upwelling. (Roy, 2010) montre que la capture des sardines la plus intense dans le nord-est de l'océan Atlantique est observée de 1970 à 1977 et 1987 à 1992. Ces deux périodes ont été séparées par une période de capture relativement faible (1978 à 1986). Plusieurs études (Belvéze and Erzini, 1983); (Binet et al., 1998); (Carr and Kearns, 2003) ont montré que ces deux périodes de prises élevées de sardines correspondent à des saisons de forte abondance résultant d'une remontée côtière accrue avec un intense refroidissement des eaux de surface.

Cette remontée a favorisé le recrutement et la croissance de la population de sardines au sud du courant des Canaries.

Malgré leur importance, ces études reposent sur des bases de données locales éparses et ne révèlent pas un schéma spatio-temporel cohérent et détaillé des changements décennaux sur toute l'étendue du système. Dans ce chapitre l'étude des fluctuations inter-annuelles et décennales de l'intensité du SMUS sera décrite par les indices de diagnostics de l'upwelling définis dans la première partie de cette thèse. Nous décrirons également les mécanismes modulant cette variabilité.

4.2 Modulations inter-annuelles à décennales du SMUS

Nous avons pu illustrer le fait que l'upwelling sénégal-mauritanien se met en place entre les mois de novembre et de mai. Cette saisonnalité est cohérente avec de nombreux travaux précédents (Teisson, 1983); (Roy et al., 1989) and (Faye et al., 2015) qui considèrent également des moyennes sur ces mois pour caractériser l'upwelling dans leurs études. Nous allons également nous focaliser sur cette saison dans la suite.

L'objectif de cette partie consiste à l'étude de la variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS. La première partie consiste à étudier le SMUS à ces échelles de temps sur des périodes relativement longues allant de la moitié du 19^e siècle jusqu'à nos jours. La seconde a pour but de décrire les

mécanismes atmosphériques tels que l'Oscillation Nord Atlantique (NAO: North Atlantic Oscillation en anglais) ou océanique comme la Variabilité Multi-décennale de l'Atlantique (AMV: Atlantique Multidecadal Variability en anglais) qui peuvent moduler la variabilité du SMUS à ces deux échelles temporelles. Ce chapitre étudiera également le couplage entre la variabilité basse fréquence du SMUS et la mousson ouest africaine. Pour cela on calculera tout d'abord les coefficients de corrélation entre les précipitations estivales dans la région sahélienne et les indices du SMUS. Le couplage entre ces deux systèmes sera décrit par la variabilité basse fréquence de la position saisonnière de la zone de convergence intertropicale durant la saison du SMUS. Cette position est donnée par la latitude du centroïde des précipitations moyennes dans la bande tropicale $20^{\circ}N-20^{\circ}S$.

4.2.1 Indices de la signature thermique de l'upwelling

4.2.1.1 Modulations inter-annuelles

La série temporelle de l'amplitude du cycle saisonnier de la SST calculée avec la jeu de données d'ERSSTv3b ([Fig.4.1](#)) met en évidence une variabilité inter-annuelle superposée à une modulation décennale. Afin de séparer les deux échelles de temps, on définit les modulations décennales comme la série filtrée avec un filtre d'une moyenne mobile sur 10 années (courbe noire), et les modulations inter-annuelles comme le résidu (courbe rouge) c'est à dire la différence entre la série filtrée et la série brute (courbe bleu). Cette

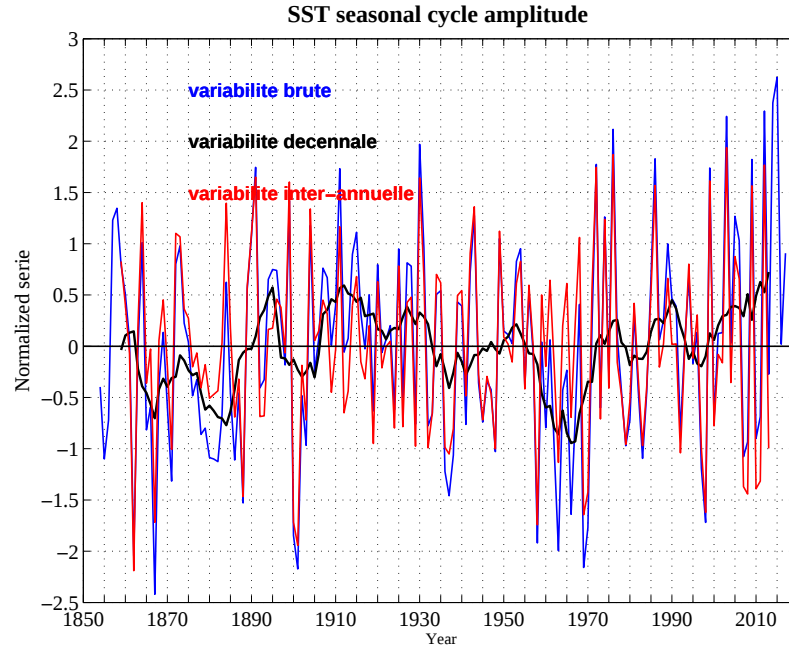


Figure 4.1: Variabilité de l'amplitude du cycle saisonnier de la SST d'ERSSTv3b [1854-2017] moyennée dans la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. La courbe bleu représente la variabilité brute, la courbe noire: la variabilité décennale et la courbe rouge la variabilité inter-annuelle.

expérience est ainsi réalisée sur les différents indices calculés avec les jeux de données de SST et de vent. La variabilité inter-annuelle du SMUS est donc représentée par les figures ci dessous.

La Fig.4.2.a) montre la variabilité à l'échelle de temps inter-annuelle de l'amplitude du cycle saisonnier de la SST. Les différents jeux de données affichent une évolution temporelle similaire avec des écart- types qui ne sont pas significativement différents selon le test de Fischer sur la période 1900-2012 (2^e colonne du Tableau 4.1).

Des différences sont cependant notées vers le années 1850. Les données sur ces périodes les plus anciennes, sont à interpréter avec prudence: elles man-

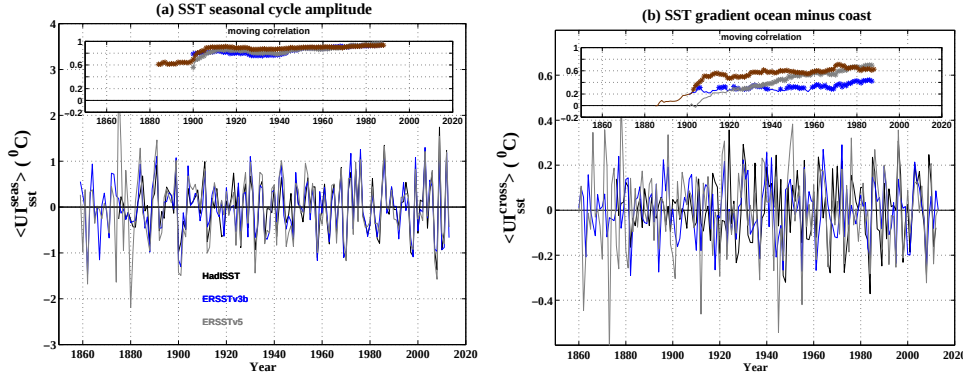


Figure 4.2: Variabilité inter-annuelle des indices U_I^{seas} (a) et U_I^{cross} (b) calculés à partir des données de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 [1854-2017] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS [$16^\circ W$ - $20^\circ W$ et $12^\circ N$ - $20^\circ N$]. La variabilité inter-annuelle est ici définie comme le résidus entre la série temporelle brute et le signal basse fréquence (section 4.2.1 pour plus de détails). Les panneaux du haut montrent les corrélations sur des fenêtres glissantes de 51 ans entre HadISST et ERSSTv3b (courbe en bleu), HadISST et ERSSTv5 (en gris) et ERSSTv3b ERSSTv5 (en marron). La valeur de cette corrélation est tracée au point central de chaque fenêtre. La significativité des corrélations à 95% de confiance selon le test de student est marquée par les astérisques sur les courbes de corrélations.

Indices thermiques	U_I^{seas}	U_I^{cross}	Indices dynamiques	U_I^{div}	U_I^{suc}
HadISST	0.60	0.15	NOAA-20CR v2	0.09	0.18
ERSSTv3b	0.59	0.12	ERA20C	0.34	0.30
ERSSTv5	0.67	0.18			

Table 4.1: Écart-types des fluctuations inter-annuelles des indices thermiques calculés à partir de HadISST, des versions d'ERSST sur la période [1900-2012] et des indices dynamiques de la NOAA-20CR v2 et d'ERA20C sur [1900-2010].

quent surement de fiabilité. On remarque d'ailleurs qu'ERSSTv5 a les pics les plus intenses vers les années 1875 et 1880. Bien qu'il soit important de tirer des conclusions sur la cohérence des données, nous avons calculé les coefficients de corrélation entre elles de 1900-2012 en testant la significativité de ces valeurs selon le test de student (2^e colonne du Tableau 4.2). Les coefficients de corrélation sont importants et significatives à 95% sur

cette période. Ceci montre une forte cohérence entre les données sur la caractérisation du SMUS avec cet indice thermique et la force de cette relation varie en fonction des données.

	Inter-annuelle			
	UI_{sst}^{seas}	UI_{sst}^{cross}	UI_{wind}^{div}	UI_{wind}^{suc}
HadISST, ERSSTv3b	0.87*	0.35*		
HadISST, ERSSTv5	0.88*	0.46*		
ERSSTv3b, ERSSTv5	0.90*	0.57*		
NOAA-20CR, ERA20C			0.37*	0.58*

Table 4.2: Coefficients de corrélation calculés entre les différents jeux de données de SST (HadISST, ERSSTv3b et ERSSTv5) calculés sur la période [1900-2012] pour les indices thermiques (lignes 1 à 3) et entre les données de vents (NOAA-20CR et ERA20C) pour les indices dynamiques (dernière ligne) à l'échelle de temps inter-annuelle sur la période [1900-2010]. L'astérisque à droite de ces corrélations indique la significativité statistique à 95% selon le test de student.

De plus nous avons tracé la fonction de corrélation glissante dans le temps (panneau du haut, Fig.4.2.a. Ces corrélations montrent que le cycle saisonnier HadISST et les versions d'ERSST sont significativement corrélés à partir des années 1900. Quant à ERSSTv3b et ERSSTv5 qui couvrent le milieu du 19 siècle, on note qu'elles sont significativement corrélées à partir de 1880. Ces valeurs de corrélation entre les différents jeux de données sont très fortes et tournent autour de 0.9 à 1 pendant tout le 20^e et 21^e siècle. Les fluctuations hivernales du second indice thermique (UI_{sst}^{cross} introduit (Sylla et al., 2019) sont reproduites sur la Fig.4.2.b. On remarque une variabilité d'intensité relativement différente entre les différents jeux de données sur le début de la période mais aussi à partir des années 1900. En effet le test

de Fisher appliqué sur les écart-types montre que ces derniers sont significativement différents entre eux sur la période 1900-2012 avec ERSSTv5 qui détient l'écart-type le plus important et des pics les plus intenses à nouveau de 1860-1875. La corrélation entre les données pour cet indice est significative comme observé avec UI_{sst}^{seas} . Les coefficients de corrélation de 1900-2012 sont significatifs (3^e colonne Tableau 4.2) mais plus faibles que ceux obtenus avec UI_{sst}^{seas} . Ces faibles valeurs des coefficients de corrélations peuvent être visualisés par les courbes de corrélation glissante illustrées par le panneau du haut de la Fig.4.2.b. On constate que le gradient de SST large côte calculé avec HadISST et les ERSST sont significativement corrélés à partir des années 1920 et à partir de 1905 entre les deux versions d'ERSST, soit 20 années de moins sur la période de corrélation observée avec UI_{sst}^{seas} . Les raisons pour manque de corrélation en début de période ne sont pas claires, mais il semble que l'indice UI_{sst}^{cross} soit particulièrement peu robuste, c'est à dire sensible à de nombreuses influences régionales ou globales.

4.2.1.2 Modulations décennales

On considère maintenant les modulations de ces indices à l'échelle de temps décennale. Ces variations lentes des deux indices thermiques sont représentées par la Fig.4.3. Cette dernière reproduit les anomalies de l'intensité de ces indices par rapport à la moyenne saisonnière pour HadISST et pour les deux versions d'ERSST.

Pour l'amplitude du cycle saisonnier (Fig.4.3.a) on constate que le milieu et la fin du 19^e siècle sont marqués par des anomalies négatives de UI_{sst}^{seas} ,

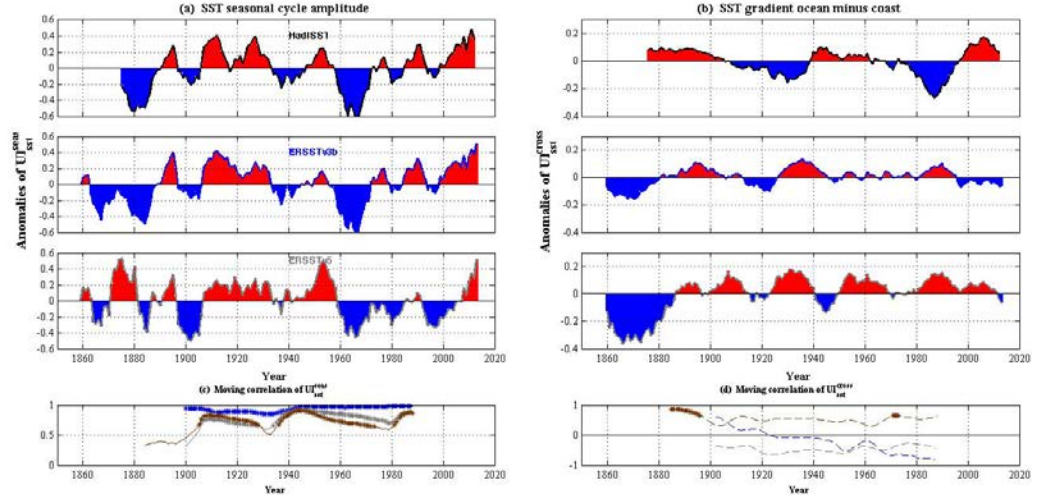


Figure 4.3: Évolution temporelle de l'anomalie des indices thermiques U_{sst}^{seas} (a) et U_{sst}^{cross} (b) à l'échelle de temps décennale. Les indices sont calculés à partir de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 [1854-2017]) moyennés entre novembre-mai sur la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. Cette variabilité basse fréquence est obtenue par un filtre sur 10 points des séries brutes. Le nom de chaque jeu de données est indiqué sur le panneau correspondant. Les panneaux (c) et (d) donnent les corrélations glissantes sur 51 années de ces indices thermiques à l'échelle décennale entre HadISST et ERSSTv3b (courbe en bleu), HadISST et ERSSTv5 (en gris) et ERSSTv3b ERSSTv5 (en marron). Les astérisques sur ces courbes indiquent la significativité de ces corrélations glissantes à 95% de confiance selon le test de student à $(n-2)/5$ degré de liberté avec n =longueur de la fenêtre glissante (51 années, voir section statistique pour plus de détails).

principalement observées avec HadISST et ERSSTv3b. Pour ERSSTv5, cette période est à nouveau très différente est peu crédible, comme déjà noté pour la variabilité inter-annuelle. L'amplitude du cycle saisonnier se caractérise en moyenne dans tous les jeux de données par des anomalies positives au début du 20^e siècle vers les années 1940. De 1940 à 1970, il affiche une période relativement faible et qui s'étend jusqu'à la fin du 20^e siècle dans ERSSTv5. Dans HadISST et ERSSTv3b, la fin des années 1970 est dominée par des longues périodes avec des anomalies relativement

positives montrant une augmentation de l'intensité du cycle saisonnier.

Les modulations à l'échelle de temps décennale de UI_{sst}^{seas} sont signifi-

	Décennale			
	UI_{sst}^{seas}	UI_{sst}^{cross}	UI_{wind}^{div}	UI_{wind}^{suc}
HadISST, ERSSTv3b	0.95*	-0.29		
HadISST, ERSSTv5	0.72*	-0.35		
ERSSTv3b, ERSSTv5	0.66*	0.52*		
NOAA-20CR, ERA20C			0.63*	0.40

Table 4.3: Coefficients de corrélation entre les différents jeux de données de SST (HadISST, ERSSTv3b et ERSSTv5) calculés sur la période [1900-2012] pour les indices thermiques (ligne 1 à 3) et entre les données de vents (NOAA-20CR et ERA20C) pour les indices dynamiques (dernière ligne) à l'échelle de temps décennale sur la période [1900-2010]. Référence Tableau 4.2 pour l'interprétation des astérisques.

tivement corrélées sur la période 1900-2012 (2^e colonne du Tableau 4.3). Comme pour l'échelle inter-annuelle, on remarque une cohérence entre les données plus particulièrement entre HadISST et ERSSTv3b. Les corrélations sur les fenêtres glissantes (panneau c) montrent également que ces deux jeux de données sont significativement corrélés sur toute la période 1900-1990 comme observé à l'échelle de temps inter-annuelle. Quand à HadISST et ERSSTv5 et entre les deux versions d'ERSST, la série de corrélation glissante significative n'est pas continue, on note certaines périodes non significatives au début des années 1900, vers les 1930 et 1975. La Fig.4.3.b rend compte des principales études concernant les fluctuations décennales de UI_{sst}^{cross} qui reproduit la seconde signature thermique de SMUS. On observe des différences très marquantes entre les données d'ERSST et HadISST et les indices calculés dans les différents jeux de

données ne sont en général pas significativement corrélés (3^e colonne du Tableau 4.3 et Fig.4.3.d). Pour essayer de comprendre ce résultat, on a décomposé cet indice.

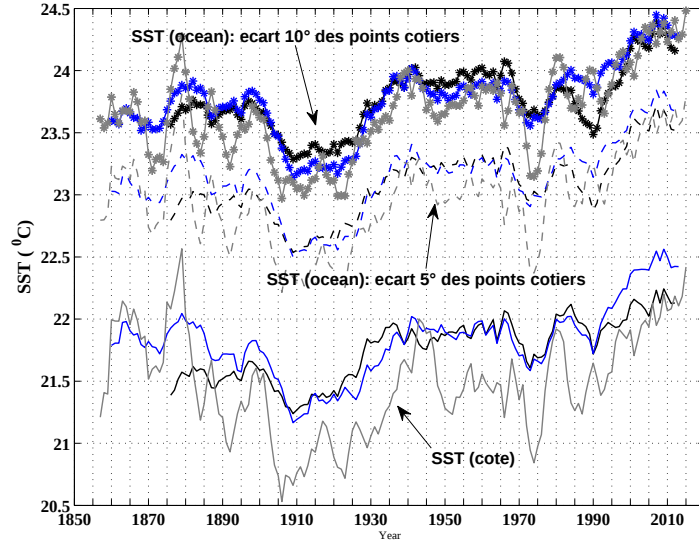


Figure 4.4: Modulations décennales de la SST à la côte (en trait plein) et au large avec les points océaniques distants de 5° longitude (courbes en pointillé) et de 10° (courbes en astérisque) des points côtiers calculés à partir de HadISST [1870-2016] (courbe noire), ERSSTv3b (courbe bleu) et ERSSTv5 (courbe grise) sur la période [1854-2017] et moyenné durant la saison de l'upwelling.

La Fig.4.4 montre séparément la SST à la côte (en trait plein) et celle au large (en pointillé) distant de 5° longitude. On constate que les deux composantes de cet indice sont cohérentes pour chacun des 3 jeux de données. La différence entre les jeux de données ne vient pas directement d'une incohérence de la SST à la côte ou au large. Par contre les SST côte et large de HadISST sont assez semblables et ceci fait que leur différence est faible. L'indice UI_{sst}^{cross} mesure donc un résidu faible et n'est donc

probablement pas très robuste. On a testé la SST au large avec des points océaniques séparés progressivement de 7° à 10° de longitude par rapport aux points côtiers (illustré sur la Fig.4.4 par les courbes en astérisques avec seulement l'écart de 10° longitude). Les résultats restent similaires à celui observé sur la Fig.4.3.b. Ceci montre à nouveau que le comportement de UI_{sst}^{cross} de HadISST ne résulte pas de la valeur de l'écart entre les points à la côte et ceux au large. Il semble que les champs de SST des données à grande échelle utilisés ici (comme les modèles couplés dans (Sylla et al., 2019)) soient trop lisses pour que cet indice thermique ait un sens.

4.2.2 Indices dynamiques de l'upwelling

4.2.2.1 Modulations inter-annuelles

La variabilité inter-annuelle du SMUS est également appréhendée par les modulations hivernales des processus d'Ekman avec les réanalyses atmosphériques de la NOAA-20CR v2 et ERA20C. Le transport d'Ekman intégré le long de la côte sénégal-mauritanienne a une variabilité plus faible dans NOAA-20CR que dans ERA20C comme déjà remarqué sur la Fig.2.2 du chap:2). L'écart-type calculé dans ERA20C est quatre fois plus grand que celui de la NOAA-20CR (5^e colonne du Tableau 4.1). Cette différence est significative d'après le test de Fisher réalisé sur les écart-types. Néanmoins on note une cohérence entre elles avec un coefficient de corrélation assez important et significatif (dernière ligne du tableau 4.2) sur la période

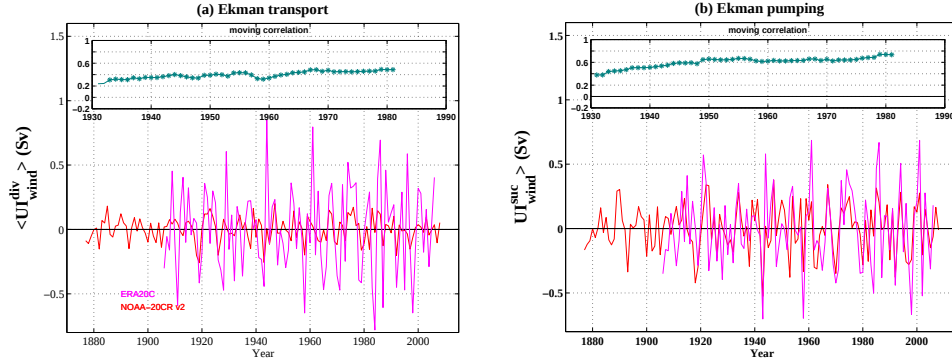


Figure 4.5: Variabilité inter-annuelle de la divergence côtière (a) et du pompage d'Ekman (b) calculés à partir des réanalyses atmosphériques de NOAA-20CR v2 [1871-2012] et ERA20C [1900-2010] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS [$16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$]. Les panneaux du haut donnent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices issus des deux réanalyses. Voir Fig.4.2 pour la définition des astérisques.

1900-2010. De même les courbes de corrélations glissantes confirment cette cohérence dès le début des années 30.

En plus de la divergence côtière, nous avons décrit la variabilité du pompage d'Ekman intégré dans la région de SMUS définie entre $16^{\circ}W$ - $20^{\circ}W$ et $12^{\circ}N$ - $20^{\circ}N$ (Fig.4.5.b). Comme observé précédemment, ERA20C affiche toujours cette forte variabilité haute fréquence avec des anomalies assez intenses qui tournent environ autour de -0.65 Sv à 0.75 Sv. Pour NOAA-20CR, elle a une variabilité plus prononcée que celle observée dans U_{wind}^{div} avec des anomalies assez fortes de -0.45 Sv à 0.35 Sv. Son intensité ainsi que ses modulations inter-annuelles sont souvent comparables à celles d'ERA sur la quasi totalité de la période de disponibilité de cette dernière avec des écart-types moins intenses l'un par rapport à l'autre mais cependant statistiquement différents. La corrélation est également forte et significative à

95%. Cette cohérence entre elles sur cet indice peut être visualisée par la série temporelle de corrélation glissante. Elle montre des valeurs assez importantes comprises entre 0.4 et 0.8 et sont statistiquement significatives au début des années 1930.

4.2.2.2 Modulations décennales

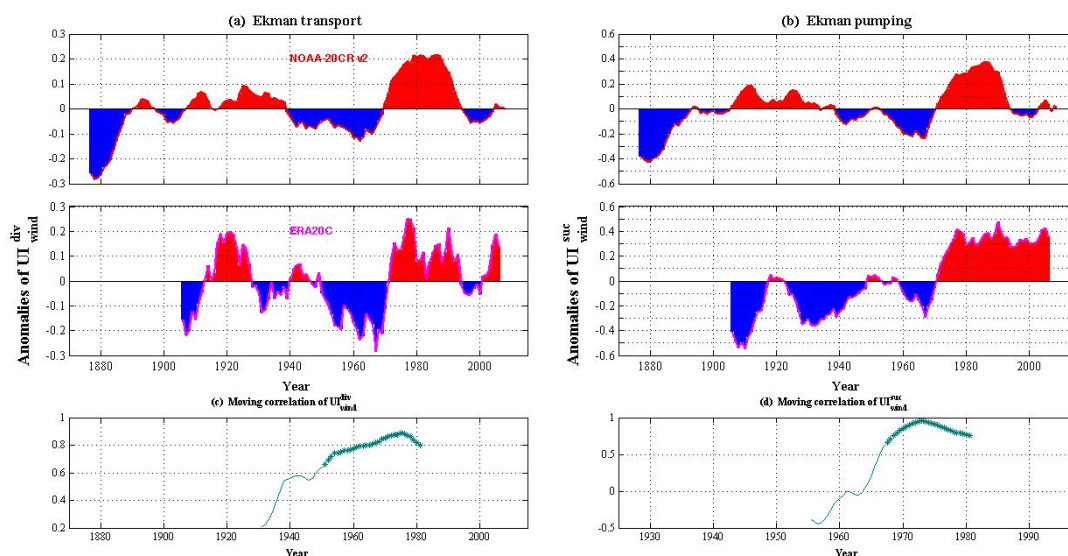


Figure 4.6: Évolution temporelle de l'anomalie de la divergence côtière (panel a) et du pompage d'Ekman (panel b) calculés à partir des réanalyses atmosphériques de NOAA-20CR v2 [1871-2012] et ERA20C [1900-2010] moyennés entre novembre et mai sur la région du SMUS. Cette variabilité basse fréquence est obtenue par un filtre passe bas de 10 points sur les séries brutes. Les panneaux c et d donnent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices. Voir Fig.4.3 pour la définition des astérisques.

La Fig.4.6 montre les fluctuations décennales de ces indices dynamiques. Pour NOAA-20CR qui est sur la période la plus longue, on observe sur la Fig.4.6.a que les années 1870 et le début du 20^e siècle est large-

ment dominé par des anomalies fortement négatives suggérant une faible intensité du transport d'Ekman. Au-delà de cette période à 1940, on note une augmentation de l'intensité du transport. De 1940-1970, SMUS présente généralement une tendance à la baisse suivi d'une forte augmentation au cours des années 1970-1995. Ces différentes périodes ont été également identifiées dans les modulations décennales des indicateurs thermiques.

Quant à ERA20C, la variabilité décennale du transport d'Ekman est en opposition de phase avec celle de NOAA-20CR sur la période 1930-1950 et sont similaires au début du 20^e siècle jusqu'en 1930 et à partir des années 1950. Les corrélations glissantes sont également significatives au début des années 50 ([Fig.4.6.c](#)).

De même pour le second indice dynamique (UI_{wind}^{suc}), la NOAA affiche les mêmes modulations que celles décrites pour la divergence côtière. Quand à ERA20C certaines différences sont observées entre ces deux indices dynamiques vers les années 1910-1940 au cours du quelle UI_{wind}^{div} connaît une alternance de décennies relativement faible ou forte de son intensité alors que le pompage est principalement dominé sur cette période par des anomalies faibles montrant une réduction de son intensité. De plus ces évolutions du pompage sur cette période sont aussi différentes avec celles de la NOAA-20CR. Ceci se manifeste également sur la valeur de la corrélation (0.4) entre 1900 et 2010, qui est important mais pas statiquement significative.

Au terme de cette étude on peut en conclure d'une part que des différences notables existent en générale entre les jeux de données sur les variables atmosphériques et océaniques notamment avant les années 1900. Il est donc

important de comparer plusieurs ensembles de données sur la période la plus longue possible afin d'évaluer les incertitudes entre elles mais également d'avoir une approche sur la donnée la mieux adaptée à l'étude du SMUS à l'échelle inter-annuelle à décennale. De plus l'analyse du SMUS ne doit pas se limiter sur un seul indice caractéristique de l'upwelling. La corrélation entre les indices thermiques et dynamiques sera étudiée plus bas afin de tirer des conclusions précises sur l'activité du SMUS à l'échelle décennale qui peuvent être utilisées pour les études de prévisibilité de ce système.

D'autre part la remontée dans le temps pour étudier la variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS a permis également de déterminer les décennies les plus marquées de la variabilité de ce système. La période 1860-1900 (malgré une forte incertitude sur les données) et les années 1960 (1910-1940 et vers les années 1970) constituent en moyenne dans la plupart des indices et les jeux de données les périodes marquant la plus faible (forte) activité de ce système enregistré respectivement durant le 19^e et le 20^e siècle. Ces modulations sont cohérentes avec celles de l'upwelling des Canaries décrits dans la littérature (section 4.1), et ce malgré une différence de la saison.

4.3 Corrélation entre les indices

4.3.1 Échelle inter-annuelle

Dans la section précédente, ainsi que dans le troisième chapitre, les différents indices proposés pour caractériser l’upwelling ont été considérés séparément et indépendamment. Ici, nous proposons de tester la cohérence temporelle de ces différents indices au cours du 20^e siècle et dans les différents jeux de données introduits plus haut. L’objectif est de déterminer si ces indices proposent une description cohérente des modulations inter-annuelles et décennales de l’intensité de l’upwelling.

La [Fig.4.7](#) montre les fluctuations inter-annuelles des indices thermiques (panneaux du bas). Les coefficients de corrélation entre ces indices thermiques calculés sur la période 1910 et 2010 sont compris entre 0.31 et 0.37 (2^e colonne du Tableau 4.4). Ils sont statistiquement significatifs pour toutes les données. On entrevoit une certaine cohérence temporelle. Ce que confirme le panneau du haut via les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années. Pour chacun des trois jeux de données, les deux indices thermiques proposent une vision cohérente des modulations de l’upwelling à l’échelle inter-annuelle à partir des années 1950. Dans les années 40-50, les trois jeux de données montrent une manque de corrélation, probablement à cause des données de mauvaise qualité pendant la seconde guerre mondiale (Huang and Coauthors, 2016). Au début du 20^e siècle, les deux jeux de données d’ERSST montrent une certaine cohérence mais pas HadISST.

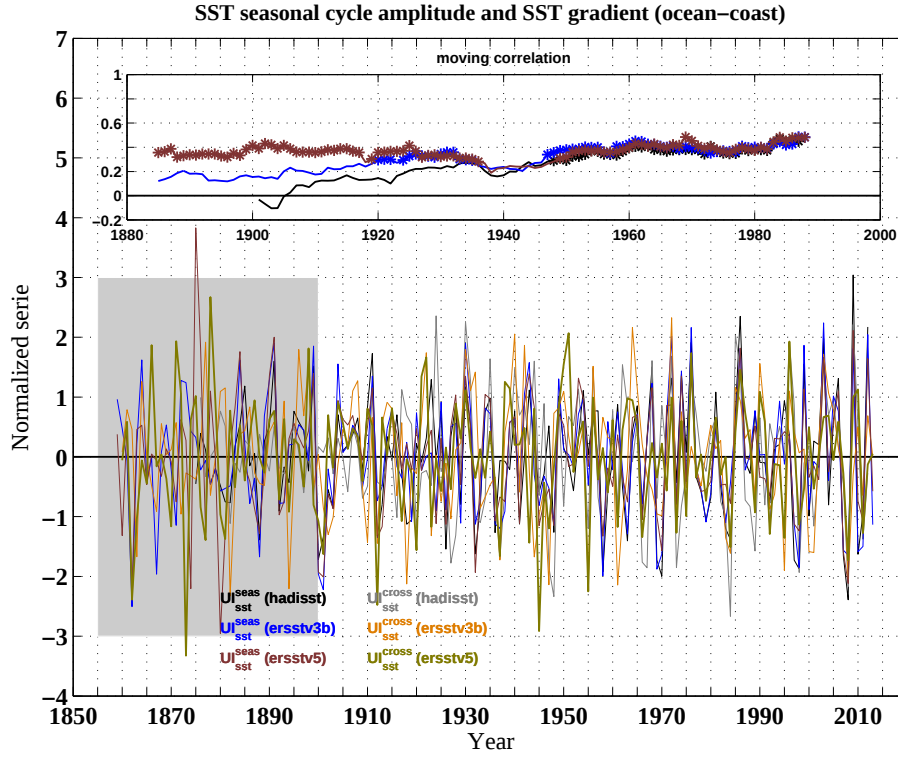


Figure 4.7: Séries normalisées des indices thermiques (UI_{sst}^{seas} et UI_{sst}^{cross}) moyennées durant la saison d'upwelling (novembre à mai) à l'échelle de temps inter-annuelle pour HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 de [1854-2017]. La bande grise permet de masquer la période du 19^e siècle qui ne fera pas partie de l'interprétation à cause d'une trop forte incertitude sur les données (Fig. 4.2). Les panneaux du haut correspondent aux corrélations glissantes sur des fenêtres de 51 années entre les deux indices thermiques pour HadISST (courbe noire), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (en marron). La significativité des corrélations à 95% de confiance est marquée par des astérisques sur les courbes de corrélations.

	Coefficients de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps inter-annuelle				
	$UI_{sst}^{seas}, UI_{sst}^{cross}$	$UI_{sst}^{seas}, UI_{wind}^{div}$	$UI_{sst}^{seas}, UI_{wind}^{suc}$	$UI_{sst}^{cross}, UI_{wind}^{div}$	$UI_{sst}^{cross}, UI_{wind}^{suc}$
HadISST	0.31*				
ERSSTv3b	0.37*				
ERSSTv5	0.35*				
NOAA, HadISST		0.47*	0.44*	0.03	-0.16
NOAA, ERSSTv3b		0.39*	0.35*	0.06	0.01
NOAA, ERSSTv5		0.36*	0.28*	0.23*	0.08
ERA20C, HadISST		0.29*	0.39*	0.25*	0.13
ERA20C, ERSSTv3b		0.24*	0.36*	0.02	-0.02
ERA20C, ERSSTv5		0.22*	0.32*	0.24*	0.20

Table 4.4: Coefficients de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps inter-annuelle sur la période [1900-2010]. L'astérisque à droite de ces valeurs indique le degré de significativité statistique à 95% selon le test de student.

De plus noter que les indices basés sur la SST ne peuvent pas être considérés comme un indice typique de l'upwelling mais plutôt comme une évaluation complémentaire de l'impact local résultant du processus de remontée côtière.

On considère maintenant le lien entre l'amplitude du cycle saisonnier de la SST et les indices dynamiques des réanalyses atmosphériques de la NOAA-20CR v2 (Fig.4.8.a et b).

Les indices dynamiques et le UI_{sst}^{seas} sont tous significativement corrélés à partir des années 1950 (c'est à dire pour ces corrélations calculées sur la période 1935-1975 environ), et ce quelque soit le jeu de données considéré. Sur les périodes plus anciennes, seule HadISST montre des corrélations significatives avec les données de vent de NOAA-20CR (panneaux du haut). Les coefficients de corrélation sont relativement significatives sur la période

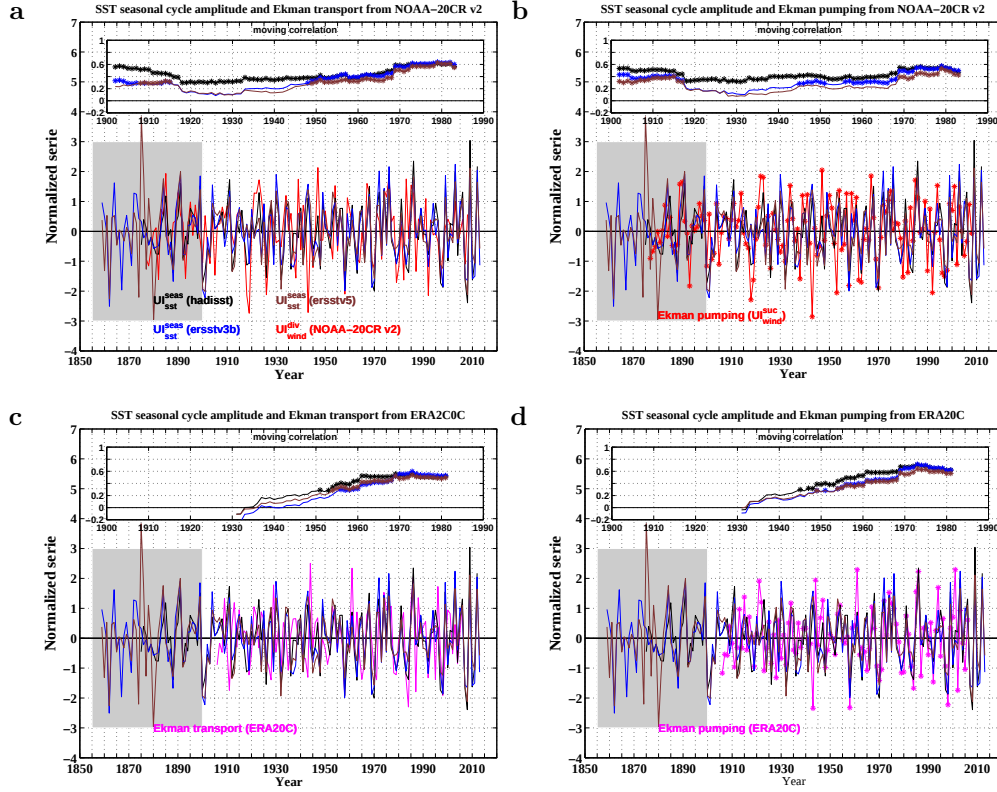


Figure 4.8: Variabilité à l'échelle de temps inter-annuelle de UI_{sst}^{seas} des jeux de SST et des indices dynamiques (UI_{wind}^{div} et UI_{wind}^{suc}) de la NOAA-20CR v2 (panneaux a et b). Les panneaux c et d sont similaires aux panneaux précédents avec les indices dynamiques calculés à partir d'ERA20C. Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indice dynamiques sur la période 1871-2012 et 1900-2010 pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe en noir), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Référence Fig.4.7 pour la définition de la bande grise et des astérisques sur les courbes de corrélation.

1900-2010 (6 et 8^e lignes des colonnes 3 et 4 du Tableau 4.4).

Le cohérence entre ces modulations inter-annuelles de UI_{sst}^{seas} des différentes données de SST et les indices dynamiques sont également reproduites avec la réanalyse atmosphérique ERA20C (panneaux c et d). Comme avec les indices basés sur les données de la NOAA-20CR, l'amplitude du cycle saisonnier est également corrélé avec les deux indices dynamiques obtenus avec ERA20C à partir des années 50. Les coefficients de corrélations sont aussi significatifs sur la période 1900-2010 (trois dernières lignes du Tableau 4.4 colonnes 3 et 4).

Les corrélations entre le gradient de la SST large-côte et les indices dynamiques sont montrées par la Fig.4.9. Contrairement à la Fig.4.8, cette figure ne suggère pas une forte corrélation entre les indices. En effet les courbes de corrélation sur les fenêtres glissantes, donnent des coefficients de corrélation généralement faibles au début des années 1900 jusqu'en 1960 entre UI_{sst}^{cross} et les indices des deux réanalyses atmosphériques et de plus sur toute la période de corrélation avec NOAA-20CR (panneaux du haut de la Fig.4.9.a et b). La seule période de corrélation significative est observée vers les années 1960 et 1970 respectivement entre le transport d'Ekman d'ERA20C et cet indice thermique de HadISST et ERSSTv5. Les coefficients de corrélations sur la période 1900-2010 (deux dernières colonnes du Tableau 4.4) sont également faibles et non significatifs (excepté UI_{wind}^{div} d'ERA20C et cet indice thermique de HadISST et ERSSTv5, UI_{wind}^{div} NOAA-20CR et ERSSTv5). Ces résultats montrent que si les 2 indices thermiques sont bien corrélés entre eux, notamment à partir de la

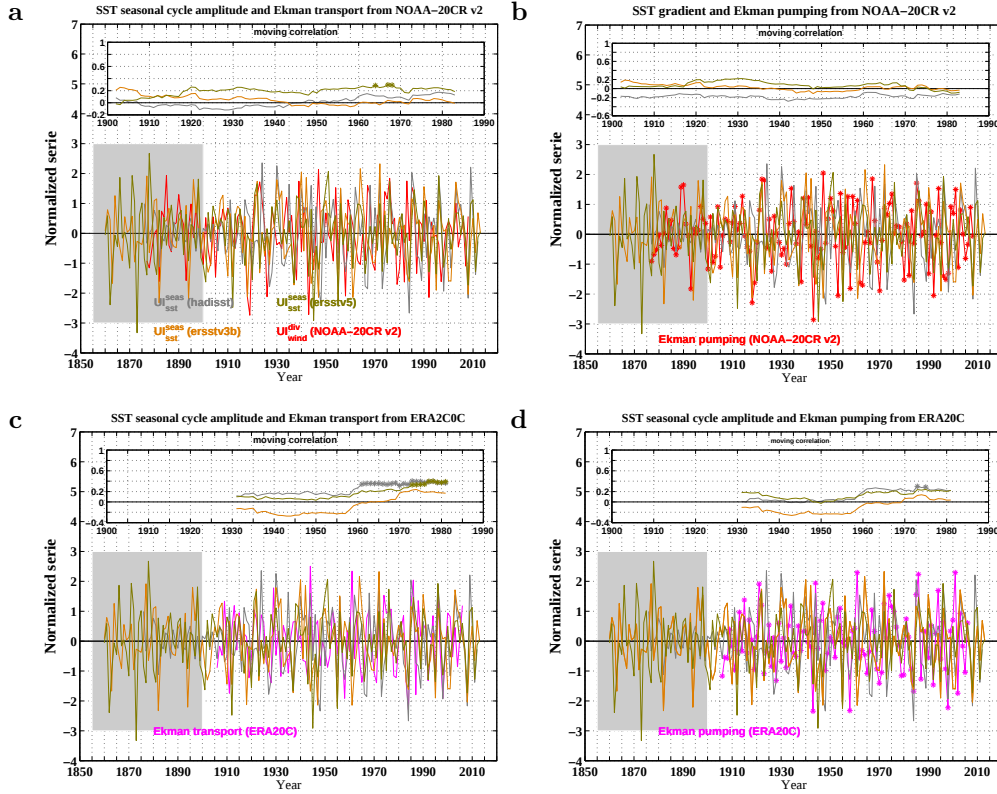


Figure 4.9: Variabilité à l'échelle inter-annuelle de UI_{sst}^{cross} des jeux de SST et les indices dynamiques de UI_{wind}^{div} (a) et UI_{wind}^{suc} (b) de la NOAA-20CR v2 et ERA20C (panneaux c et d) moyennés sur la période de l'upwelling (novembre à mai). Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indices dynamiques sur la période 1871-2012 et 1900-2010 pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe en noir), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Référence Fig.4.7 pour la définition de la bande grise et des astérisques sur les courbes de corrélations.

seconde moitié du 20^e siècle, et donnent une image cohérente des modulations inter-annuelles de l'upwelling, ils sont au contraire peu corrélés avec les indices dynamiques plus particulièrement le UI_{sst}^{cross} . L'information sur la modulation inter-annuelle de l'intensité de l'upwelling donnée par la modulation du vent et de la SST dans les réanalyses est en partie incohérente.

4.3.2 Échelle décennale

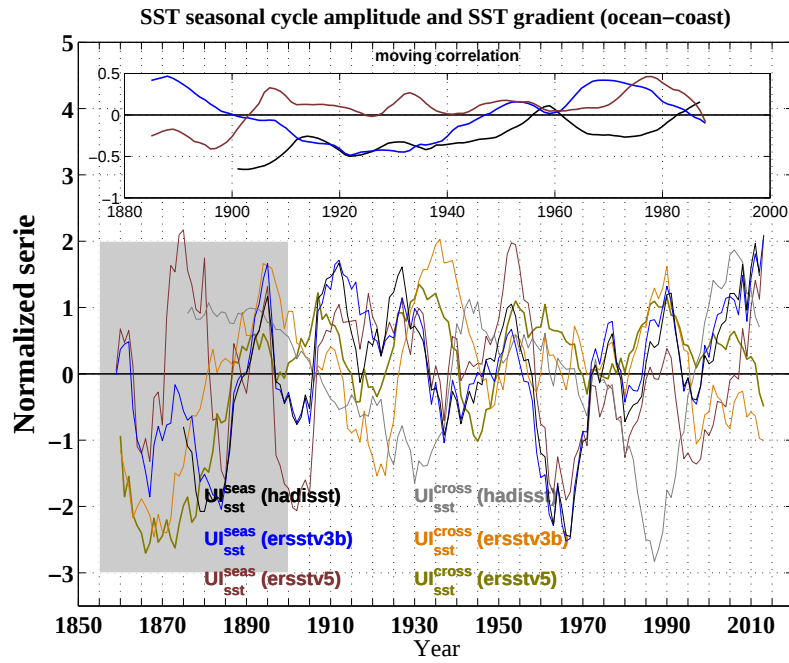


Figure 4.10: Séries normalisées des indices thermiques: UI_{sst}^{seas} (courbes noir, bleu et marron) et UI_{sst}^{cross} (courbes grise orange et vert) moyennés durant la saison d'upwelling (novembre à mai) et filtrés à l'aide d'une moyenne mobile sur 10 années. Les indices sont calculés à partir des données de HadISST [1870-2016], ERSSTv3b et ERSSTv5 de [1854-2017]. Les panneaux du haut correspondent aux corrélations glissantes sur des fenêtres de 51 années entre les deux indices thermiques pour HadISST (courbe noir), ERSSTv3b (bleue) et ERSSTv5 (marron).

La Fig.4.10 est similaire à la Fig.4.7 mais en utilisant des indices filtrés aux

échelles de temps décennales. On observe d'après les courbes de corrélation glissante (panneaux du haut) des coefficients négatifs sur toutes les fenêtres de corrélation pour HadISST et au début du 20 siècle jusqu'en 1950 pour ERSSTv3b. ERSSTv5 donne des corrélations positives mais assez faibles et presque nulles pour certaines années. Aucune période de corrélation significative n'est observée entre les indices thermiques à cette échelle de temps. La corrélation calculée sur la période 1900-2010 (2^e colonne du Tableau 4.5) est très faible voire négative et non significative.

	Coefficients de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps décennale				
	$UI_{sst}^{seas}, UI_{sst}^{cross}$	$UI_{sst}^{seas}, UI_{wind}^{div}$	$UI_{sst}^{seas}, UI_{wind}^{suc}$	$UI_{sst}^{cross}, UI_{wind}^{div}$	$UI_{sst}^{cross}, UI_{wind}^{suc}$
HadISST	-0.13				
ERSSTv3b	-0.12				
ERSSTv5	0.08				
NOAA, HadISST		0.33	0.52*	-0.72	-0.68
NOAA, ERSSTv3b		0.42	0.60*	0.22	0.12
NOAA, ERSSTv5		0.02	0.18	0.16	0.15
ERA20C, HadISST		0.38	0.03	-0.24	-0.07
ERA20C, ERSSTv3b		0.50*	0.11	-0.21	-0.19
ERA20C, ERSSTv5		0.11	-0.31	-0.34	-0.12

Table 4.5: Coefficient de corrélation entre les indices d'upwelling à l'échelle de temps décennale sur la période 1900-2010. L'astérisque à droite de ces valeurs indique la significativité statistique à 95% selon le test de student.

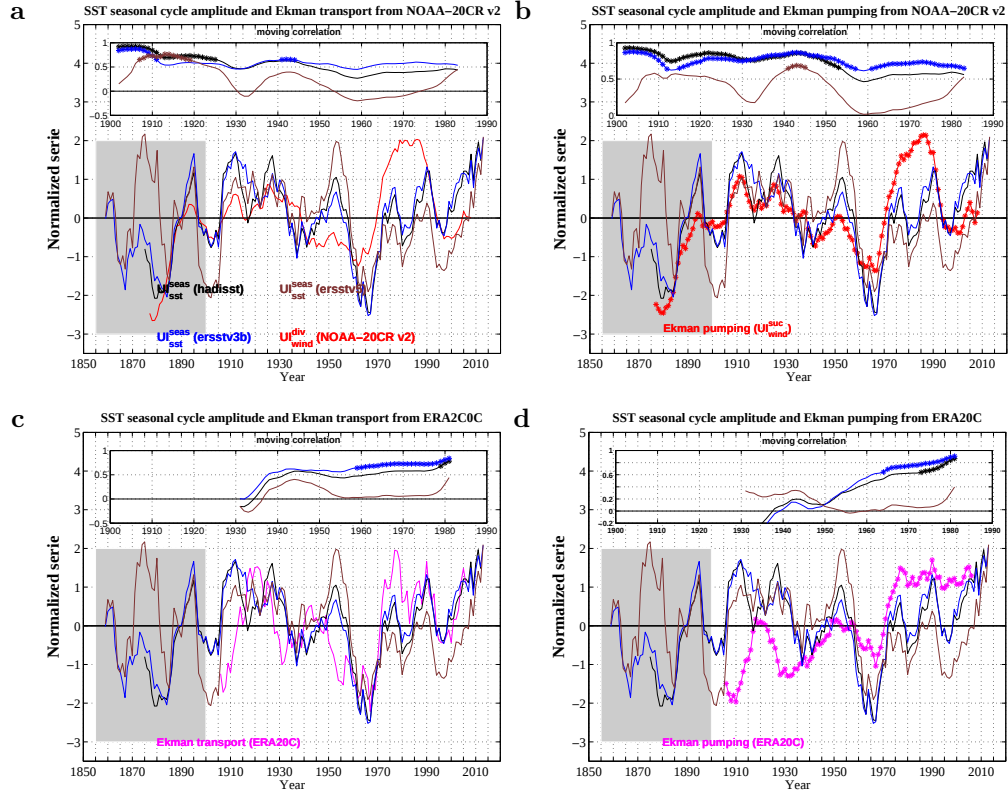


Figure 4.11: Variabilité décennale de UI_{sst}^{seas} des jeux de SST et des indices dynamiques (UI_{wind}^{div} et UI_{wind}^{suc}) de la NOAA-20CR v2 (panneaux a et b). Les panneaux c et d sont similaires aux panneaux précédents avec les indices dynamiques calculés à partir d'ERA20C. Les panneaux du haut montrent les corrélations sur les fenêtres glissantes de 51 années entre les indices dynamiques sur la période [1871-2012] et [1900-2010] pour NOAA-20CR et ERA20C respectivement et le UI_{sst}^{seas} de HadISST (courbe noire), ERSSTv3b (bleu) et ERSSTv5 (marron). Ref Fig. 4.3 pour la définition des astérisques.

La Fig.4.11 illustre les modulations décennales de l'amplitude du cycle saisonnier et les indices dynamiques. Sur les courbes de corrélations glissantes (panneau du haut de la Fig.4.11.a), on note des corrélations significatives entre le transport et le UI_{sst}^{seas} au début de années 1900-1920. Au delà de ces années aucune période de corrélation significative n'est obtenue. Pour UI_{wind}^{suc} (panneau b), la période de corrélation significative est beaucoup plus

longue. Avec UI_{sst}^{seas} d'ERSSTv3b, on note des corrélations significatives sur presque toute les fenêtres d'analyse tandis que ces corrélations deviennent non significatives après 1955 lorsqu'on fait le calcul avec HadISST, et avec NOAA-20CR. Ce résultat est un peu surprenant car on a montré que les indices étaient plutôt significativement corrélés entre eux sur cette période (Fig.4.8.b) à l'échelle de temps inter-annuelle. Pour le transport basé sur ERA20C, le UI_{sst}^{seas} d'ERSSTv3b donne la seule longue période de corrélation significative (panneau c).

Le pompage d'Ekman calculé à partir de cette réanalyse atmosphérique (panneau d) est aussi significativement corrélé avec ERSSTV3b (HadISST) vers les années 1965 (1975). Les coefficients de corrélation sur la période 1900-2010 sont seulement significatifs entre UI_{sst}^{seas} d'ERSSTv3b et HadISST et le UI_{wind}^{suc} calculé à partir des données de la NOAA-20CR (6^e et 7^e lignes de la colonne 4 du Tableau 4.5). Cependant aucune corrélation significative n'est obtenue entre les indices dynamiques basés sur la réanalyse d'ERA20C et cet indice thermique (excepté le transport d'Ekman et le cycle saisonnier d'ERSSTv5). Cependant la figure similaire à la Fig.4.9 aux échelles de temps décennales n'est pas montrée ici. Mais il faut noter qu'aucune période de corrélations significatives n'est obtenue avec les calculs de corrélations sur les fenêtres glissantes. On donne seulement les coefficients de corrélation entre ce second indice thermique (UI_{sst}^{cross}) et les indices dynamiques sur la période 1900-2010 (deux dernières colonnes du Tableau 4.5). Aucun coefficient de corrélation significatif n'est obtenu et qu'ils sont cependant négatifs entre les indices d'ERA20C et ce gradient

thermique pour toutes les données de SST.

Dans l'ensemble, des différences notables apparaissent entre les données et les indices caractéristiques du SMUS. Cette étude de corrélation glissante sur des périodes temporelles relativement longues permettent d'évaluer les incertitudes possibles entre les données mais également entre les indices utilisés. Elle nous a permis de voir que les indices sont en générale significativement corrélés à partir de 1950 en tous cas en ce qui concerne l'analyse aux échelles de temps inter-annuelles. Cette période sera donc utilisée pour la suite de cette étude. Les corrélations calculées sur l'ensemble de la période sont plus cohérentes lorsque les indices thermiques sont calculés avec ERSSTv3b et la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR qu'avec les autres jeux de données. Pour la suite, on se focalisera donc sur ces jeux de données.

4.4 Autocorrélation et analyse spectrale des indices

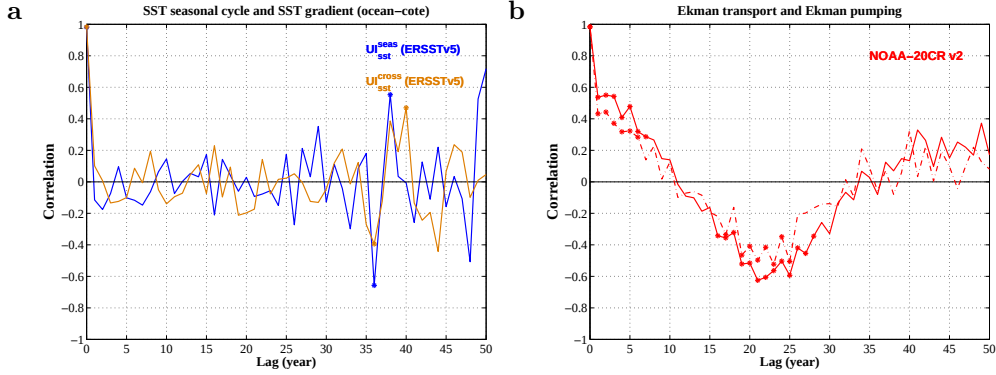


Figure 4.12: Autocorrélation des indices thermiques basés sur ERSSTv3b (panel a) et les indices dynamiques (panel b) de la NOAA-20CR v2 sur la période [1950-2012]. Les points sur les courbes déterminent la significativité statistique des coefficients de corrélation à 95% de confiance selon le test de student.

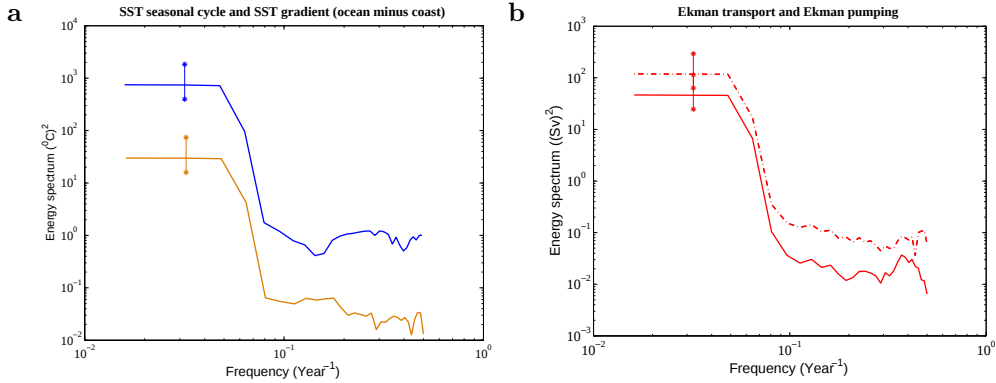


Figure 4.13: Analyse spectrale des indices thermiques (panel a) d'ERSSTv3b et dynamiques (panel b) de la NOAA-20CR v2 sur la période [1950-2012]. Les barres verticales indiquent le degré de confiance à 95%.

Les Fig.4.12 et Fig.4.13 montrent respectivement l'auto-corrélation et l'analyse spectrale des différents indices calculés à partir des données

de SST d'ERSSTv3b et de la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR sur la période 1950-2012. Ce choix repose sur les résultats de la section précédente qui montre une meilleure cohérence entre les indices à partir du milieu du 20^e siècle. La fonction d'autocorrélation traduit la similitude d'un signal par rapport à lui-même en fonction d'un décalage temporel. Cette fonction est ici utilisée pour déterminer les caractéristiques temporelles du SMUS à travers ses différents indices [Fig.4.12](#) en fonction des lags. Pour les indices thermiques (panel a), on n'observe pas de corrélation significative en fonction du décalage temporel en dehors de quelques points marginaux. Quand aux indices dynamiques, les coefficients de corrélation sont significatifs aux lags 1 à 7 puis au lags 15 à 27 avec des valeurs négatives. Cela suggère une variabilité à basse fréquence avec une périodicité autour de 60 ans environ, bien que les corrélations à cette échéance ne soient pas significatives.

L'analyse spectrale permet de déterminer les échelles temporelles dominantes de la variabilité du SMUS ([Fig.4.13](#)). Pour tous les indices, les spectres sont aplatis pour des fréquences inférieures à 10^{-1} ans^{-1} (périodes supérieures à 10 ans). À plus haute fréquence, aucun pic de variabilité ne ressort. Le lien entre la corrélation des indices dynamiques et les spectres n'est pas clair. La signature des fonctions d'autocorrélation peut venir d'une influence de la variabilité climatique décennale à plus grande échelle. Ce lien est étudié dans les sections suivantes. On commencera néanmoins par détailler le principal mode de variabilité atmosphérique à l'échelle de temps inter-annuelle, à savoir l'Oscillation Nord Atlantique.

4.5 Lien entre la NAO et le SMUS

Dans la section précédente, nous avons vu que le SMUS est caractérisé par une forte variabilité inter-annuelle voire décennale. La variabilité climatique est en général modulée par des modes de variabilité à grande échelle qui affectent le climat de l'Atlantique tropical. Dans cette section, nous allons décrire et caractériser le lien entre ces modes de variabilité de grande échelle et la variabilité de l'upwelling.

Le système climatique est défini comme un système complexe formé de cinq composantes majeures: l'atmosphère, l'hydrosphère (océans, rivières, lacs, eaux souterraines...), la cryosphère (neige, glaciers, banquise...), les surfaces continentales et la biosphère (êtres vivants). Les échanges entre ces composantes sont qualifiés de variabilité interne et permettent au système climatique de se maintenir dans un état d'équilibre global. A cette variabilité interne se superposent les forçages externes d'origine naturelle ou anthropique qui modifient cet équilibre. La variabilité interne du climat désigne les variations du système climatique qui surviennent en l'absence de toute variation des influences extérieures. Elle se traduit par des fluctuations de plus ou moins grandes échelles spatiales et temporelles (allant de la journée à la décennie, et au-delà). A l'échelle du bassin océanique, ces fluctuations s'organisent selon un nombre restreint de circulations atmosphériques et/ou océaniques typiques, appelées **modes de variabilité** (Cassou and Guilyardi, 2007).

L'Oscillation Nord Atlantique:

Le mode dominant de la variabilité atmosphérique de l'Atlantique nord est appelé Oscillation Nord Atlantique (NAO: North Atlantic Oscillation en anglais). Il quantifie les fluctuations de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (Hurrell et al., 2003). La signature spatiale de ce mode est une anomalie de différence de pression entre ces deux centres d'action. Elle est plus marquée en amplitude et en couverture spatiale pendant l'hiver (de décembre à mars) et explique alors environ 35 et 40% (selon le mode de calcul) de la variabilité atmosphérique dans la région (Wallace and Gutzler, 1981); (Kushnir and Wallace, 1989).

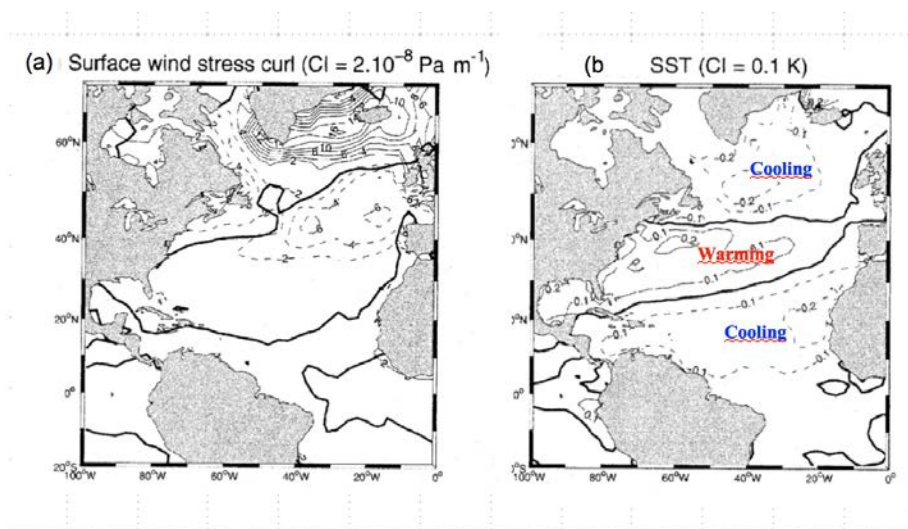


Figure 4.14: Régression linéaire des anomalies de vent (panel a, $CI = 2.10^{-3} \text{ Pa/m}$) et de la SST (panel b, $CI = 0.1 \text{ K}$) sur l'indice de la NAO. Les données de SST, de vent et de SLP proviennent de la réanalyse NCEP-NCAR sur la période 1958-1998 (extrait de (Marshall et al., 2001)).

La NAO exerce une influence dominante sur le vent avec un renforce-

ment simultané de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande (Fig.4.14.a). Plus globalement, la NAO induit aussi un tri-pôle d'anomalie de SST (Fig.4.14.b) avec des conditions plus chaudes que la normale aux latitudes moyennes et des conditions anormalement froides dans les régions subpolaires et entre l'équateur et $30^{\circ}N$ (Marshall et al., 2001)). Pour caractériser la NAO, on construit traditionnellement un indice défini comme la différence de pression de surface entre les Açores (ou des régions proches, tels le Portugal) et l'Islande (Stykkisholmur) (Rogers, 1984); (Hurrell, 1995b) (courbe noire de la figure Fig.4.15.b). On peut aussi utiliser une décomposition en EOF (Empirical Orthogonal Function) du champ moyen de pression de surface hivernale (décembre-mars) dans l'Atlantique nord $20^{\circ}N-70^{\circ}N$ et $100^{\circ}W-20^{\circ}E$ (Marshall et al., 2001).

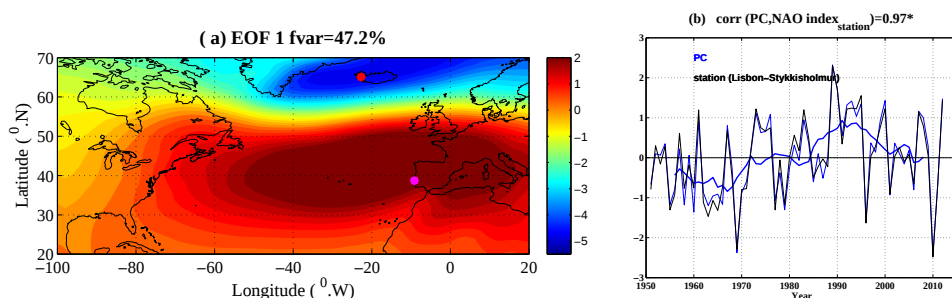


Figure 4.15: Panel a: Première EOF de la SLP en hiver (DJFM) sur la période [1950-2012] de la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR v2 dans l'Atlantique nord [$20^{\circ}N-70^{\circ}N$ et $100^{\circ}W-20^{\circ}E$]. La composante principale du premier mode de variabilité représente la structure de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO: North Atlantic Oscillation, courbe bleu du panel b) et est comparée avec la différence des anomalies de SLP normalisées (courbe noire) entre Lisbonne: (point magenta aux Açores) et Stykkisholmur: (point rouge sur l'Islande). La courbe bleu en gras représente la série filtrée sur 10 points de l'indice de la NAO associé à la composante principale du premier mode de variabilité

La carte d'EOF (Fig.4.15.a) est calculée à partir des données de SLP de

la NOAA-20CR v2 sur la période 1950-2012. Ce mode explique 47% de la variance totale. La composante principale du premier mode de variabilité représente la structure de la NAO (courbe bleu de la [Fig.4.15.b](#)). On observe que les deux méthodes donnent une évolution temporelle de la NAO quasiment identique avec un coefficient de corrélation proche de 1 (0.96*). Sur la période d'analyse (1950-2012), la NAO atteint l'une des valeurs les plus extrêmes avant le début des années 1990, suivi d'une diminution vers les années 1995-96 qui est l'un des pics les plus faibles de sa variabilité sur toute la série à côté de ceux de 1970 et 2010. L'intense anomalie positive est également signalée par (Hurrell, 1995a); (Santos et al., 2005); (Benazzouz et al., 2014). Bien que cette valeur extrême ne soit pas anormale comparé aux enregistrements plus longs (non montré), elle est unique et sans précédent pour la dernière moitié du 20^e siècle (Jones and Moberg, 2003). La courbe bleu en gras est caractéristique de la signature basse fréquence de la NAO obtenue en déplaçant une fenêtre glissante de 10 années sur l'ensemble de la série. L'indice de la NAO est relativement faible en moyenne sur la période 1950-1970, suivi d'une modulation d'environ 5 années entre une phase positive et négative sur la période 1970-1985. Elle se trouve sur les décennies relativement fortes au cours de la période 1985-2000.

L'influence de la NAO sur le vent peut bien sûr influencer entre autres les upwellings côtiers. Plusieurs études ont montré l'effet de ce mode de variabilité sur l'amplitude du système d'upwelling des Canaries à l'échelle de temps inter-annuelle (Borges et al., 2003); (Cropper et al., 2014). Par

ailleurs la NAO a également un impact sur les écosystèmes marins et la pêche dans l'Atlantique Nord (Dickson and Brander, 1993) ; (Fromentin et al., 1996); (Weyhenmeyer et al., 1999). Ainsi son influence possible sur les fluctuations inter-annuelles du SMUS sera décrit dans la section suivante.

4.5.1 Corrélation entre la NAO et les indices d'upwelling

Dans l'objectif de décrire un lien possible entre la NAO et la variabilité temporelle du système d'upwelling sénégal-mauritanien, nous allons regarder les corrélations et leur significativité statistique entre l'indice de la NAO et les indices caractéristiques de l'upwelling moyennés de novembre à mai. Pour chaque indice on considère ci-dessous la variabilité inter-annuelle seule, définie comme le résidu entre la série temporelle brute et son filtre à basse fréquence.

Les indices dynamiques du SMUS et l'indice de la NAO basé sur l'analyse en EOF de la SLP sont significativement corrélés sur la période 1950-2008 (panels c et d de la Fig.4.16). Cette relation est due à la force du système semi-permanent de haute pression des Açores, qui modifie l'intensité des alizés, et donc les champs de vitesse du vent au niveau des zones de remontées côtières du nord ouest de l'Afrique. Cependant, les résultats des panels a et b montrent que la NAO ne permet pas d'expliquer la variabilité inter-annuelle des indices thermiques qui sont caractéristiques de la signature en surface du SMUS. On note des modulations assez cohérentes entre UI_{sst}^{seas} et la NAO jusqu'en 1980 et un coefficient de corrélation positif entre

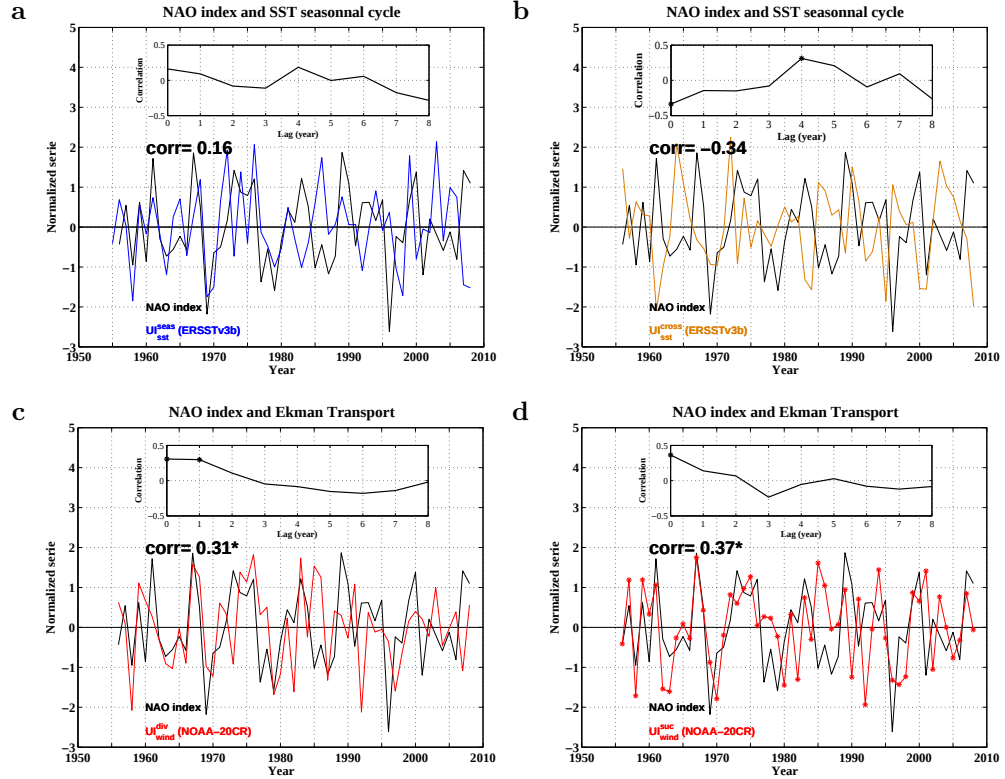


Figure 4.16: Variabilité à l'échelle inter-annuelle des indices thermiques (HadISST et ERSSTv3b, panneaux a et b), dynamiques (vent de NOAA-20CR, panneaux c et d) et l'indice de la NAO (Fig.4.15). Les valeurs sur les panneaux représentent les corrélations sur la période [1950-2008] avec l'astérisque indiquant la significativité de ces valeurs à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations en fonction du décalage de temps (en année entre l'indice de la NAO et les indices d'upwelling). Seuls les décalages de temps positifs, pour lesquels le signal de la NAO précède celui de l'upwelling sont montrés.

1950 et 2008 mais pas significatif. Cette faible valeur de corrélation peut être visualisée sur la carte de régression des anomalies hivernales (décembre-mars) de la SLP sur cet indice thermique. On observe des corrélations relativement faibles et non significatives au niveau de l'Islande (Fig.4.17 en haut à gauche). La régression des indices de SLP sur les indices dynamiques (Fig.4.17, en bas) montre au contraire des anomalies de SLP sur

l'Atlantique dont la structure spatiale est assez proche de la NAO: on reconnaît des anomalies négatives sur l'Islande et les mers nordiques et des anomalies positive dans l'Atlantique subtropical. Cette structure confirme les corrélations significatives entre les indices de la Fig.4.16 (panels c et d). Enfin, la Fig.4.16 (panel b) fait apparaître une corrélation négative entre l'indice de NAO et l'indice thermique UI_{sst}^{cross} . Ce résultat se retrouve sur la structure spatiale Fig.4.17 (en haut à droite). Pour conclure, le lien entre la NAO et les indices inter-annuels de vent propices au développement de l'upwelling est positif et significatif. La NAO n'expliquerait cependant que 10% de la variance de l'upwelling ($r=0.37$). Les signatures thermiques de l'upwelling en surface sont quand à elles non corrélées avec la NAO.

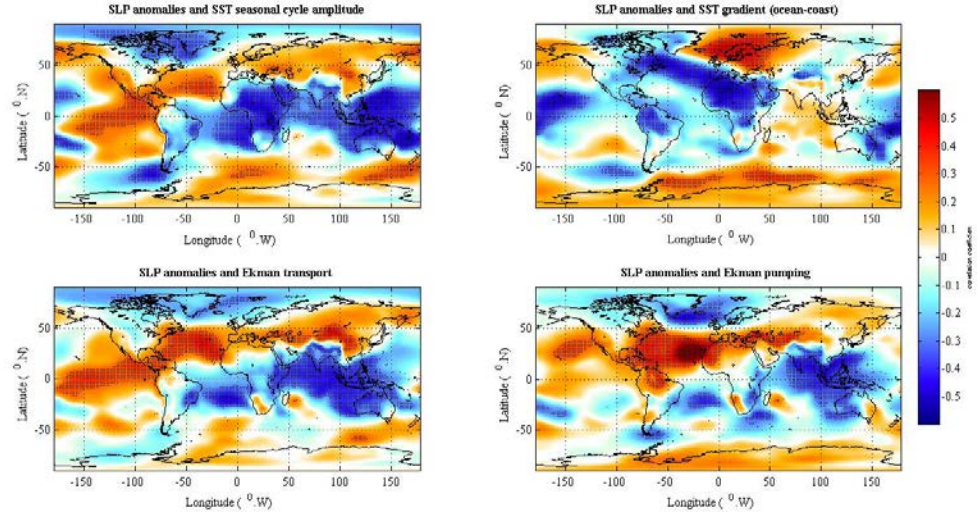


Figure 4.17: Carte de corrélation sur la période [1950-2012] entre les anomalies de SLP moyennées de décembre à mars et (UI_{sst}^{seas} (panel a), UI_{sst}^{cross}) (panel b) d'ERSSTv3b. Panels c et d montrent les corrélations entre ces anomalies de SLP et les indices dynamiques (transport et pompage d'Ekman respectivement) de la NOAA-20CR. Les points noirs représentent la significativité statistique à 95% de confiance des corrélations spatiales.

4.6 Lien entre le SMUS et la mousson ouest africaine

Le Sahel est la frange semi-aride de l'Afrique de l'Ouest situé entre le désert du Sahara au nord et la savane tropicale pluvieuse au sud ($10^{\circ}N$ - $18^{\circ}N$ et $15^{\circ}W$ - $30^{\circ}E$, eg: (Nicholson, 2008). Cette région est extrêmement sensible aux variations des précipitations pendant sa saison des pluies, qui s'étend de juillet à septembre (JAS). Plusieurs études ont mis en évidence la variabilité inter-annuelle à décennale de la mousson ouest africaine (WAM:

West African Monsoon), principalement liée à un déplacement latitudinal de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Zeng, 2003). Cette dernière est la limite entre les vents de nord-est et du sud appelés alizés dont l'évolution saisonnière est déterminée par les variations d'intensité et de position des centres anticycloniques subtropicaux (Açores dans l'hémisphère nord et Saint Hélène dans l'hémisphère sud). Elle résulte de la convergence des vents de bas niveaux et constitue une zone dépressionnaire associée à de fortes convections atmosphériques, des masses d'eau chaudes à la surface de l'océan et de fortes précipitations. Cette variabilité de la WAM est aussi liée à des interactions terre-atmosphère (Zeng et al., 1999); (Yoshioka et al., 2007) et à des anomalies de températures de surface de la mer (Folland et al., 1986); (Rowell et al., 1992); (Giannini et al., 2003); (Lu and Delworth, 2005).

Vue l'influence des régimes de vent dans l'Atlantique tropical et subtropical sur ces deux systèmes, on peut suspecter une modulation phasée de l'intensité de SMUS et des précipitations au Sahel, et ce malgré l'opposition saisonnière de ces deux événements. On étudie cette hypothèse dans la section suivante.

4.6.1 Corrélation entre les indices d'upwelling et les précipitations au Sahel

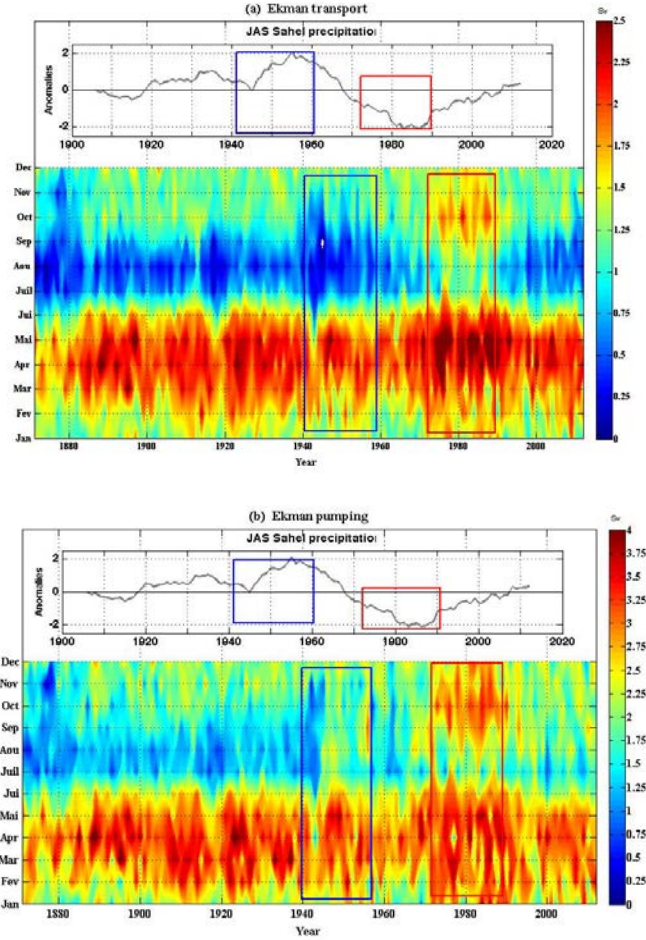


Figure 4.18: Diagramme mois/année des indices dynamiques basés sur les vents de la réanalyse atmosphérique NOAA-20CR v2 [1871-2014] et intégrés sur toute la région du SMUS. Les courbes des panneaux du haut montrent la variabilité décennale des anomalies de précipitations sahéliennes en JAS de CRU [1901-2016]. Les rectangles en bleu (rouge) montrent les périodes humides (sèches) au Sahel.

Tout au long du 20^e siècle, le Sahel a connu de fortes modulations de son régime de précipitations. Il est passé d'une succession d'années

plutôt pluvieuses au milieu du 20^e siècle (Villamayor et al., 2018) à une longue période de sécheresse grave entre les années 1970 et 1990 (Haywood et al., 2013) (courbe grise, [Fig.4.18](#)). Récemment, les précipitations ont tendance à revenir à leur niveau moyen. Une telle modulation à l'échelle de temps décennale a été également notée dans les modulations décennales de l'intensité du SMUS (ref sous-section 4.2.1.2 et 4.2.2.2) et sur la durée de l'upwelling (panneaux en couleur de la [Fig.4.18](#)). Elle illustre l'évolution saisonnière en fonction du temps des indices dynamiques intégrés dans la région du SMUS. Les indices montrent un comportement assez particulier durant les décennies marquant les modulations de la WAM. Durant les périodes 1863-1883 et 1940-1960, les indices dynamiques plus particulièrement le transport d'Ekman exhibent une durée annuelle du SMUS assez courte avec un transport assez faible (entre 0-0.25 Sv) au début de la saison de l'upwelling (novembre-décembre). Entre 1970 et 1990 à l'inverse, le SMUS semble commencer plutôt que d'habitude (2 mois avant) avec une intensité du transport et pompage relativement importants vers le mois de septembre. Ces résultats suggèrent ainsi que les décennies de fort (faible) intensité du SMUS sont caractérisées en moyenne par une durée de l'upwelling relativement plus longue (courte) que la durée habituelle.

La description du lien entre SMUS et la WAM est basée dans un premier temps sur le calcul de corrélations entre les indices caractéristiques de l'upwelling et ces précipitations estivales au Sahel sur la période 1950-2008 ([Fig.4.19](#)). La corrélation en phase est négative. On obtient des coefficients

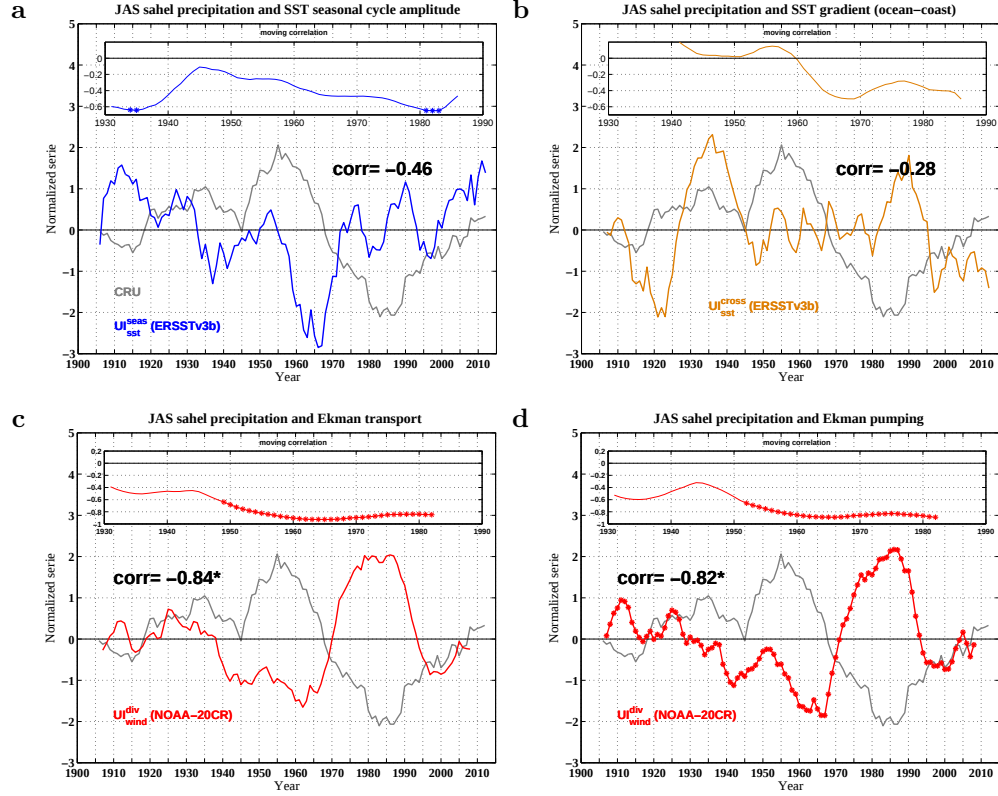


Figure 4.19: Variabilité à l'échelle décennale des précipitations CRU (1901-2016) moyennées entre juillet et septembre dans la région sahéenne ($10^{\circ}N-18^{\circ}N$ et $15^{\circ}W-30^{\circ}E$) et les indices thermiques d'ERSSTv3b (1901-2016) (panneaux a et b) et dynamiques de la NOAA-20CR v2 (1901-2012), (panneaux c, d) moyennés entre novembre et mai dans la région du SMUS ($12^{\circ}N-20^{\circ}N$ et $16^{\circ}W-20^{\circ}W$). La valeur sur chaque panneau correspond aux corrélations moyennes sur la période 1950-2008 entre l'upwelling hivernal suivant la mousson. L'astérisque à droite de chaque valeur indique la significativité statistique des corrélations à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations glissantes sur 51 années entre les indices d'upwelling et les précipitations sahéennes. Ref Fig. 4.3 pour la définition des astérisques.

de corrélation importants (-0.46) bien que non significatifs avec l'amplitude du cycle saisonnier de la SST (panneau a) et très élevés avec les indices dynamiques où ils deviennent significatifs à 95% (panneaux c et d). On note que la corrélation avec UI_{sst}^{cross} est faible comparée aux coefficients des autres indices. Les corrélations glissantes (panneaux du haut) montrent également des corrélations négatives sur toutes les fenêtres d'analyse avec UI_{sst}^{seas} . Elles sont de l'ordre de -0.2 à -0.4 vers les années 1940-1960 et deviennent plus forte (-0.5 à -0.7) entre 1930-1940 et vers les années 1950. Les périodes de corrélations significatives à 95% selon le test de student sont détectées au milieu des années 1930 et vers les années 1980. En revanche, la courbe de corrélation glissante de UI_{sst}^{cross} ne montre des valeurs négatives que vers les années 1960 et aucune période de corrélation significative n'est détectée. Comme pour l'amplitude du cycle saisonnier, les séries de corrélations glissantes des indices dynamiques montrent des corrélations négatives sur toutes les fenêtres temporelles. La période de corrélation statistiquement significative est plus longue avec ces indices. On note une longue période continue de corrélations significatives à partir du début des années 1950 avec des valeurs relativement importantes allant de -0.6 à -0.97.

Ainsi les résultats de la [Fig.4.19](#) révèlent un lien entre l'upwelling sénégalomauritanien et la WAM. Ce lien n'est pas net sur toute la période d'étude et il est plus robuste avec les indices dynamiques du SMUS qu'avec les indices de signature thermique. Il est cependant nécessaire de bien comprendre et décrire le mécanisme reliant SMUS et la WAM. La variabilité

à l'échelle inter-annuelle et décennale de ce système d'upwelling est peut être en partie liée à la variabilité de la position saisonnière de la ZCIT. En hiver avec sa position la plus au sud (environ $5^{\circ}S$), la ZCIT permet en effet le développement de forts vents favorables au développement de l'upwelling alors qu'en été, la migration vers le nord de la ZCIT est concomitante avec l'arrivée des pluies intenses dans la région sahélienne. Nous allons étudier ce lien dans la section suivante, tout en gardant en tête que de nombreux autres phénomènes, éventuellement plus locaux et agissant à plus petite échelle, influencent également ces deux événements.

4.6.2 Modulations décennales de la position de la ZCIT

Etant donné le rôle pressenti des déplacements de la ZCIT dans la modulation inter-annuelle à décennale du SMUS, l'objectif de cette section est de diagnostiquer les modulations de la position de la ZCIT. Contre-tenu du fait que les précipitations CRU utilisées dans ce diagnostic précédent sont seulement disponibles sur le continent, nous allons utiliser les précipitations de la NOAA-20CR et celles reconstruites depuis 1851 à l'aide du modèle atmosphérique LMDZ (Villamayor et al., 2018) (voir section 2.2 chap:2). Elles sont comparées avec CRU dans la zone sahélienne [Fig.4.20](#).

On observe les précipitations reconstruites de (Villamayor et al., 2018) se rapprochent plus de celles observées sur le continent (CRU) que la NOAA-

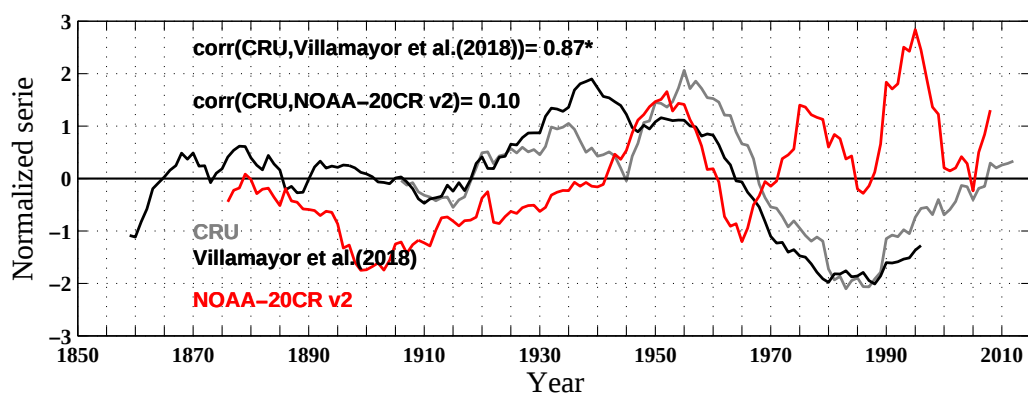


Figure 4.20: Modulations décennales en JAS des précipitations CRU [1901-2016], NOAA-20CR [1871-2012] et les précipitations CRU (Villamayor et al., 2018) [1854-2000] moyennées dans la zone sahélienne [$10^{\circ}N$ - $18^{\circ}N$ et $15^{\circ}W$ - $30^{\circ}E$]. Les corrélations sont calculées sur la période [1901-2000]. L'astérisque à droite des coefficient donne la significativité statistique à 95% de confiance.

20CR. L'origine de la grande différence des précipitations de la réanalyse n'a pas été étudiée plus en détail ici. Les précipitations reconstruites reproduisent avec succès l'évolution observée à basse fréquence entre les pics de précipitations maximales ou minimales dans le Sahel. Elles reproduisent également la période humide au milieu du 20^e siècle, les années sèches et le retour partiel des précipitations à la fin du 20^e siècle. Le principal écart entre les précipitations reconstruites de (Villamayor et al., 2018) et CRU se situe autour de 1940, lorsque la simulation indique une augmentation intense des précipitations en contraste avec les observations. Cette incohérence peut être attribuée à la grande incertitude des données de SST pendant la seconde guerre mondiale plutôt qu'aux compétences du modèle (Thompson et al., 2010); (Huang and Coauthors, 2016). Le coefficient de corrélation entre CRU et ces précipitations reconstruites est très grand et

statistiquement significatif à 95% (0.87*) sur la période 1901-2000. Cette donnée sera donc utilisée dans la suite de cette section pour déterminer la position de la ZCIT durant la saison d'upwelling. Comme résumé par (Byrne et al., 2018), la position de la ZCIT peut être déterminée par plusieurs méthodes: (1) latitude où le flux d'énergie statique humide de l'atmosphère disparaît (Bischoff and Schneider, 2014), (2) latitude où les précipitations tropicales sont maximum (Kang et al., 2008), et (3) la latitude où se trouve le centroïde des précipitations tropicales (Donohoe et al., 2012). Du fait qu'on dispose des données de précipitations, nous allons adopter la méthode 3 pour déterminer les modulations décennales de la position de la ZCIT. Le centroïde des précipitations est défini ici comme la médiane des précipitations moyennées sur toute les longitudes ($180^{\circ}E$ - $180^{\circ}W$) et de novembre à mai dans la région tropicale $20^{\circ}N$ - $20^{\circ}S$ (Donohoe et al., 2012).

La [Fig.4.21](#) illustre les modulations décennales de la position hivernale de la ZCIT. Durant les décennies 1863-1883 et 1943-1963, coïncidant avec les décennies de forte intensité du SMUS, la position de la ZCIT est en moyenne de $1^{\circ}S$ et $3^{\circ}S$ respectivement. Alors qu'en 1970-1990, elle est beaucoup plus au sud ($7^{\circ}S$). Ceci suggère que durant les périodes de forte intensité du SMUS la ZCIT hivernale a une position beaucoup plus au sud que sa position habituelle ($5^{\circ}S$) et inversement pendant les périodes de faible intensité du SMUS. Ce décalage plus au sud de la ZCIT favorise le développement des vents favorables à l'upwelling, qui vont stimuler l'upwelling un peu plus tôt. Ainsi les modulations saisonnières de la ZCIT semble influencer la

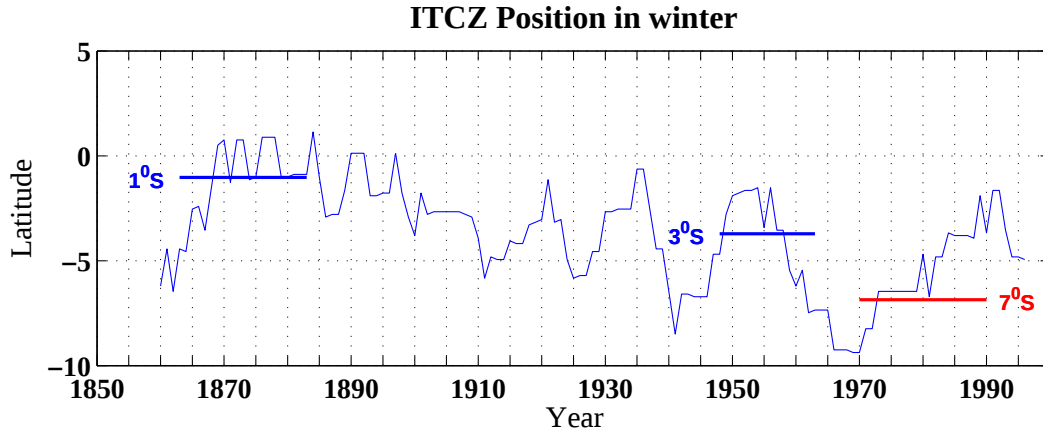


Figure 4.21: Modulations décennales de la position hivernale (novembre à mai) de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Cette position est obtenue avec les précipitations reconstruites de (Villamayor et al., 2018) (1851-2000). Elle correspond à la latitude du centroïde des précipitations moyennes dans la bande tropicale $[20^{\circ}N-20^{\circ}S]$. Les traits en bleu (rouge) correspondent aux décennies humides (sèches) de [1863-1983 et 1948-1963] (1970-1990) marquant respectivement le 19^e et le 20^e siècle.

variabilité décennale de l'upwelling sénégal-mauritanien.

4.6.3 Lien entre AMV et le SMUS

La variabilité aux échelles de temps multidécennales dans l'Atlantique Nord a été mise en évidence pour la première fois par (Kushnir, 1991). En filtrant la variabilité haute fréquence des températures de surface, ils dévoilent une variabilité aux échelles multidécennales. Cette variabilité multidécennale porte le nom de l'AMV (Atlantic multidecadal Variability en anglais ou AMO: Atlantic multidecal oscillation (Kerr, 2000)). L'AMV est un mode de variabilité océanique, qui se caractérise par la modulation décennale des températures de surface de la mer dans l'Atlantique Nord. L'impact

de l'AMV a pu être mis en évidence sur des phénomènes météorologiques très variés (Knight et al., 2006). Ces auteurs montrent que l'AMV est une composante majeure de l'évolution à long terme du vent et de la SST dans l'Atlantique Nord. Ils affirment que durant la phase positive de l'AMV (SST anormalement chaudes sur l'Atlantique Nord pendant plusieurs années voire décennies), il existe des changements importants sur les alizés dans la région sahélienne et un déplacement vers le nord de la position moyenne de la zone de convergence intertropicale. La variabilité décennale des précipitations au Sahel est en effet fortement corrélée avec l'AMV. Les périodes d'anomalies de précipitations positives (négatives) dans cette région coïncident approximativement avec celles des phases positives (négatives) de ce mode de variabilité (Zhang and Delworth, 2006); (Hoerling et al., 2006); (Martin and Thorncroft, 2013). L'AMV a également un effet sur l'activité cyclonique en Atlantique (Goldenberg, 2001); (Trenberth and Shea, 2006). Elle est également connue pour influencer le climat estival Nord-Américain et Européen (Sutton, 2005). Une anomalie chaude de l'AMV correspond à des pressions atmosphériques estivales moyennes plus basses que la normale sur l'ensemble du bassin Atlantique, mais également à des anomalies de précipitation estivales globalement négatives en Amérique du Nord et globalement positive en Europe de l'Ouest et du Nord.

En pratique, l'AMV est caractérisée par la moyenne spatiale des SST dans l'Atlantique nord ($0 - 60^{\circ}N$ et $0 - 80^{\circ}W$) (Trenberth and Shea, 2006) "détrendée" linéairement et filtrée passe bas à 10 années (Enfield et al., 2001); (Sutton, 2005).

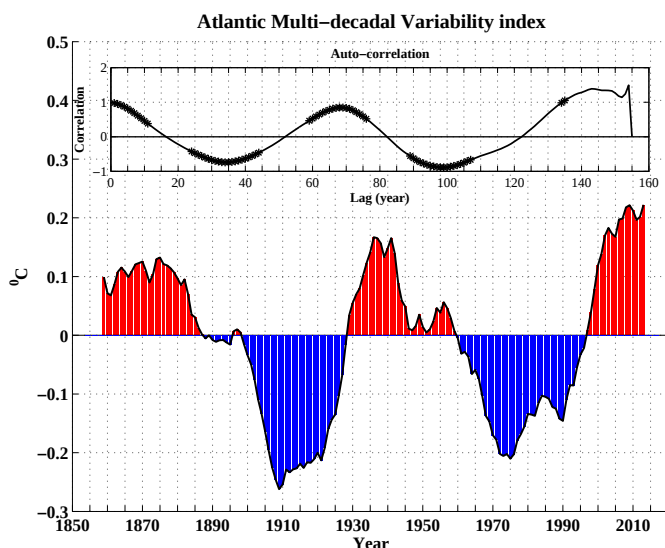


Figure 4.22: Variation de l'indice de l'AMV reproduit par les données de SST d'ERSSTv3b sur la période [1854-2017]. Il est obtenu après un filtre de 10 années appliqué sur la moyenne des SST dans l'Atlantique nord $[0 - 60^{\circ}N$ et $0 - 80^{\circ}W$] à laquelle la tendance linéaire a été retranchée. Le panneau du haut montre la courbe d'auto-corrélation de L'AMV. Les points sur les courbes indiquent la significativité statistique des coefficients de corrélation à 95% de confiance selon le test de student.

La Fig.4.22 montre la variabilité de l'indice de l'AMV basé sur les données de SST d'ERSSTv3b sur la période 1854-2017. Elle est dominée par deux périodes relativement froides (1900-1925 et 1970-1990), et trois périodes chaudes: une vers les années 1860-1885, une autre au milieu du 20^e siècle (1930-1960), et une période qui dure depuis les années 1990. Ces variations ont eu d'importantes répercussions socio-économiques, y compris d'importants changements dans l'écosystème Nord Atlantique et l'effondrement des principaux stocks de poissons (Edwards et al., 2013). Comme pour la NAO l'influence de l'AMV sur la variabilité du système d'upwelling des canaries a également été montrée. En utilisant des données

de SST et de vent de la réanalyse NCEP/NCAR sur la période 1949-2009 (Pardo et al., 2011), révèlent qu'en été, l'AMV a une influence importante sur la variabilité moyenne des SST dans la zone côtière ibérique entre $26^{\circ}N$ et $43^{\circ}N$. Cette influence de l'AMV est également observée le long des côtes nord-ouest de l'Afrique ($10.5^{\circ}N$ et $23.8^{\circ}N$). Cependant, l'AMV ne semble avoir aucun effet sur la variabilité moyenne du transport d'Ekman, à l'exception d'un faible signal entre $10.5^{\circ}N$ et $16.2^{\circ}N$ en automne. (Narayan et al., 2010) suggère que la modification des caractéristiques des alizés associée au changement de phase de l'AMV pourrait être un facteur considérable pour déterminer la tendance à long terme de l'intensité de l'upwelling côtier. Cependant en utilisant les indices basés sur la composante méridionale de la tension du vent (GODAS, NCEP et ERA-40 de 1960 à 2001) et le gradient de SST côte large (HadISST 1870-2006), ils montrent que la corrélation entre l'AMV et ces indices d'upwelling est statistiquement non significative et les analyses de corrélation croisée montrent également un manque de corrélation à tous les décalages temporels le long des côtes africaines ($30.5^{\circ}N$). Ces résultats lui permettent d'ignorer tout contrôle de l'AMV sur l'intensité de l'upwelling dans cette région. Comme réalisé par ces études précédentes dans certaines régions du système d'upwelling des Canaries, nous allons dans la suite de cette section étudier le lien entre l'AMV et les indices d'upwelling.

4.6.3.1 Corrélation entre AMV et les indices d'upwelling

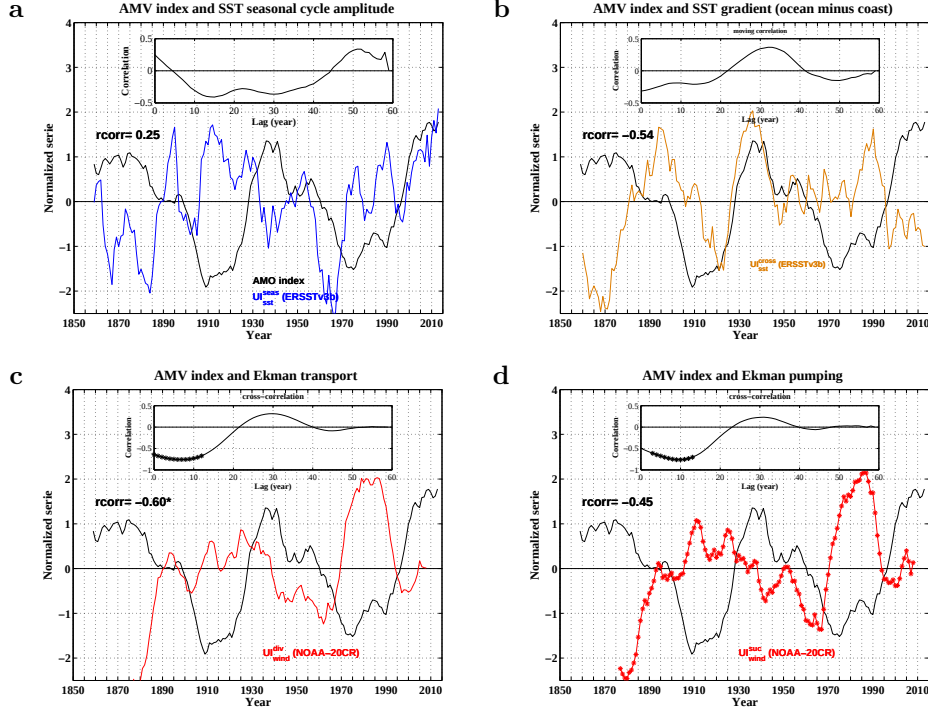


Figure 4.23: Variabilité à l'échelle décennale des indices thermiques (panneaux a et b) d'ERSSTv3b [1854-2017], les indices dynamiques (panneaux c et d) de NOAA-20CR v2 [1871-2012] moyennés entre novembre-mai dans la région du SMUS [12°N-20°N et 16°W-20°W] et de l'indice de l'AMV. La valeur sur chaque panneau correspond aux corrélations moyennes sur la période [1950-2008] entre ces indices et l'AMV. L'astérisque à droite de chaque valeur indique la significativité statistique des corrélations à 95% de confiance. Les panneaux du haut montrent les corrélations en fonction du décalage temporel entre l'AMV et les indices sur la période [1950-2008]. Seuls les décalages de temps positifs, pour lesquels le signal de l'AMV précède celui de l'upwelling sont montrés.

La Fig.4.23 reprend les modulations décennales des différents indices d'upwelling étudiés sur les Fig.4.3 et Fig.4.6. Ils sont ici comparés à l'AMV (courbe noire). Les modulations de l'amplitude du cycle saisonnier de la SST (panneau a) sont en opposition de phase évolutive avec celles de l'AMV

au début de années 1850 jusqu'en milieu de années 50 et vers les années 1955-1990. Vers les années 1995 les deux indices semblent avoir une évolution en phase qui est également mise en évidence par le coefficient de corrélation calculée sur la période 1950-2008. Le gradient de SST (panneau b) quand à lui affiche des fluctuations en phase avec l'AMV seulement vers les années 1930-1960. Le coefficient de corrélation entre cette signature thermique du SMUS et l'AMV est assez important (-0.54) mais pas significatif. Les courbes de corrélations sur les fenêtres glissantes (panneaux du haut de a et b) ne montrent aucune période de corrélation significative. Ce lien AMV indices thermiques de l'upwelling n'est pas robuste comme obtenue avec les modulations décennales des précipitations sahéliennes ([Fig.4.19](#)). Cela pourrait être dû à une compensation d'effets. En phase AMV positive, la SST Atlantique y compris dans la région de l'upwelling est plus chaude et les indices de signature thermique sont peut être alors biaisés. Toutefois, comme le cycle de temps principal de l'AMV est d'environ 60 ans, nous ne pouvons garantir qu'il n'a pas d'effet fondé uniquement sur la corrélation de 1950-2008. En effet les corrélations calculées sur une période beaucoup plus longue de 1877-2008 (non montré ici) donnent une valeur négative entre l'AMV et les indices thermiques. Pour les indices dynamiques (panneaux c et d), on observe sur toute la période de disponibilité des données de vent NOAA-20CR, qu'un AMV+ (AMV-) coïncide avec des anomalies négatives (positives) de ces indices. Les corrélations en phase calculées sur la période moyenne 1950-2008 sont négatives et relativement significatives pour le transport d'Ekman (-0.60*). Ceci est cohérent avec la corrélation

négative upwelling-mousson ([Fig.4.19.c](#)). On note également que pour ces indices dynamiques des corrélations significatives aux lags 1 à 15 années. Cette corrélation sur ces décalages de temps se voit aussi très bien pour le pompage d'Ekman alors qu'il n'y a pas de corrélation significative en phase de 1950 à 2008. Cependant comme pour les indices thermiques les corrélations entre l'AMV, le transport et le pompage d'Ekman sur une période plus longue sont importantes et significatives à 95% pour tous les deux indices.

4.7 Conclusion

L'étude présentée dans ce chapitre a permis d'étudier la variabilité du SMUS aux échelles de temps inter-annuelles à décennales. Nous avons pu estimer l'évolution du SMUS à ces échelles de temps grâce aux indices d'upwelling basés sur différents jeux de données de SST et de vent de la fin du 19^e et au début du 21^e siècle. Cette approche nous a permis de voir que les différents jeux de données utilisés sont cohérents entre eux au début des années 1900 et vers les années 1950 à l'échelle de temps inter-annuelle. Le SMUS présente également une variabilité à l'échelle de temps décennale. La période 1950-1960 est caractérisée par un faible upwelling. A l'opposé, les années 1970-1990 sont marquées par un upwelling relativement fort. Ces décennies ont également marqué les modulations décennales de la mousson ouest africaine (WAM). En lien avec le SMUS, nous avons développé ici une première vision d'un couplage entre ce phénomène côtier et les modula-

tions décennales des WAM grâce aux calculs des coefficients de corrélation. Ces derniers sont importants et relativement significatifs entre WAM et les indices dynamiques. Ce couplage est ainsi expliqué par les modulations saisonnières de la zone de convergence intertropicale. En hiver durant les décennies de fort upwelling, la ZCIT est beaucoup plus au sud que sa position habituelle ($5^{\circ}S$) entraînant l'arrivée précoce des vents favorables à l'upwelling. Cependant durant les décennies de faible intensité du SMUS, la ZCIT n'atteint pas sa position habituelle mais elle se situe à 2° plus au sud entre novembre et mai.

Nous avons également essayé de traiter l'influence de la variabilité climatique à grande échelle sur l'upwelling. En fait, la variabilité associée aux modes climatiques notamment l'AMV pourrait être importante pour prévoir les perturbations futures aux échelles de temps inter-annuelles à décennales. Notre analyse montre que les indices thermiques ne sont pas significativement corrélés aux modes climatiques (NAO et AMV) sur la période 1950-2008, seuls les indices dynamiques donnent des corrélations significatives sur cette période. Le lien entre l'upwelling et les indices de climat à grande échelle sur l'Atlantique nord est donc moins net que ce que nous avons anticipé. Une analyse statistique plus approfondie est nécessaire pour confirmer ce résultat. De plus, une analyse du lien de l'upwelling avec la variabilité tropicale Atlantique et Pacifique sera à ajouter à cette étude.

Chapitre 5

Conclusions, Limites et Perspectives de cette étude

5.1 Conclusion

La description des grands systèmes d'upwellings côtiers (Chap: 1) qui bordent le bassin océanique du Pacifique et celui de l'Atlantique révèle toute leur complexité et la multitude des mécanismes impliqués. Ces systèmes résultent principalement de l'effet des vents saisonniers parallèles à la côte et dirigés vers l'équateur. Par l'action de la force de Coriolis sur les mouvements océaniques, les masses d'eau en surface sont entraînées vers le large et, par conservation de la masse, les eaux plus profondes remontent en surface. Ces eaux ainsi remontées sont froides et riches en nutriment. Les conditions en surface de ces zones sont telles qu'elles permettent de fortes production et productivité biologique côtières, et soutiennent de ce fait une activité de pêche fructueuse. C'est le cas du système d'upwelling sénégal-mauritanien qui participe très fortement au développement socio-économique du Sénégal grâce à la pêche. Au vu de l'importance du SMUS, cette thèse propose, pour la première fois l'étude de la signature du change-

ment climatique d'origine anthropique sur le ce système. Dans les autres parties du manuscrit, nous nous sommes successivement consacrés au futur de l'upwelling sénégal-mauritanien (SMUS) d'une part et sa variabilité à l'échelle de temps inter-annuelle à décennale d'autre part .

Nos analyses se sont basées sur plusieurs jeux d'observations, des réanalyses et l'ensemble des 47 simulations de la base CMIP5 a été utilisé. De notre point de vue, cette multiplicité des données et d'indices d'upwelling (indices thermiques et dynamiques) constitue un point fort de cette thèse qui renforce davantage la robustesse de nos résultats. Les principaux résultats dégagés sur l'étude du SMUS dans les modèles de climat montrent que ces derniers, malgré certains biais sont capables de reproduire assez bien les indices caractéristiques de ce système. Ainsi les différents indices et les différents modèles concordent à suggérer une réduction de l'intensité du SMUS à la fin du 21^e siècle. L'analyse des structures de circulation atmosphérique grande échelle permettent de relier ces changements à un déplacement de l'anticyclone des Açores vers le nord d'une centaine de kilomètres entre la période récente [1985-2005] et la décennie [2080-2100] mais également à l'apparition d'anomalies de SLP négatives sur le Sahara et qui s'étendent vers l'océan. Cette réduction de l'intensité du SMUS est aussi attribuée à une augmentation de la stratification océanique dans le futur et une augmentation du flux géostrophique généré par les forts gradients nord-sud de SSH. Les résultats de cette base CMIP5 dans les projections futures du SMUS sont appuyés par le comportement des nouvelles versions des deux modèles français (IPSL, CNRM-CERFACS) développés

pour l'exercice CMIP6.

Ces résultats sont à mettre en perspective avec l'étude de (Bakun, 1990) qui a eu un fort impact dans la communauté: en se basant sur l'hypothèse selon laquelle le réchauffement en été des bases couches de l'atmosphère plus fort au dessus des continents qu'en mer doit conduire à une intensification des alizés. Cet auteur avait anticipé une augmentation de l'upwelling dans le futur. Ce raisonnement s'applique effectivement aux upwellings d'été, situés à des latitudes plus extratropicales que le SMUS. Dans le cas du SMUS, actif en hiver, nos résultats montrent clairement que ce processus n'est pas dominant.

Dans un deuxième temps, nous avons analysé la variabilité inter-annuelle à décennale du SMUS basé sur les indices. En effet dans les réanalyses, on observe une forte variabilité d'une année sur l'autre de ce système. Aux échelles de temps décennale, nous avons détecté une faible intensité de l'upwelling notée vers les années 1950 et une forte activité du SMUS au début des années 1970. Ce système présente les mêmes modulations décennales que les autres régions du système des Canaries et ce malgré une différence de saison. Les modes climatiques à grande échelle semblent avoir un impact sur la variabilité inter-annuelle et décennale des upwellings, en particulier les corrélations entre les indices du SMUS et l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) d'une part et la Variabilité Atlantique Multidécennale (AMV) d'autre part. Les indices dynamiques sont significativement corrélés avec ces modes de variabilité. En revanche, ces modes climatiques ne permettent pas d'expliquer la variabilité des indices thermiques.

Outre le système d'upwelling sénégal-mauritanien, l'Afrique de l'ouest a également fait l'objet de nombreuses études scientifiques sur la mousson ouest africaine. En été boréal, la ZCIT migre vers le nord, occasionnant de fortes pluies sur le continent ouest africain. En hiver boréal, la ZCIT migre vers le sud, favorisant au niveau du Sénégal une saison sèche mais ventée, et donc propice à l'upwelling. Nous avons examiné la relation entre les indices du SMUS et les précipitations estivales au Sahel. La comparaison de ces deux systèmes donne des corrélations négatives en phase importantes, notamment lorsque l'on considère les indices dynamiques. Le mécanisme expliquant ce couplage est basé sur les modulations décennales de la position de la ZCIT. En effet durant les décennies de forte intensité du SMUS coïncidant avec la période sèche au Sahel, la ZCIT en moyenne est décalée vers le sud par rapport à sa position habituelle et durant les décennies de faible activité du SMUS elle est plus au nord par rapport à sa position habituelle. Nous avons fait l'hypothèse qu'une position en moyenne plus au sud de la ZCIT durant les périodes de forte activité du SMUS entraîne une intensification des alizés favorisant une arrivée précoce de la saison d'upwelling .

5.2 Limites et perspectives de cette étude

Notre travail a donc apporté les bases à deux grandes questions autour du SMUS: sa réponse au changement climatique et sa variabilité aux échelles de temps inter-annuelles à décennales. Plus généralement, elle propose des

bases pour l'étude des upwellings aux échelles de temps climatiques. Nos résultats ont néanmoins certaines limites qu'il faudra creuser et mieux contraindre. Tout d'abord l'ensemble des données utilisées (modèles de climat et réanalyses) ont une résolution assez grossière. La résolution océanique horizontale est typiquement entre 33km et 370km. La plupart de ces jeux de données ne représentent même par la presque du Cap Vert par exemple, alors même que plusieurs études ont montré son importance dans la représentation des processus d'upwelling (Sirven et al., 2019), (Ndoye et al., 2014). La résolution verticale limite également la représentation de la bathymétrie alors même que des études précédentes ont montré l'importance du plateau continental dans la représentation des processus d'upwelling. Enfin, outre les problèmes de topographie et de bathymétrie, la basse résolution limite également la représentation des processus de petite échelle, tourbillons et mélange. Ceci peut aussi limiter le réalisme de la représentation des upwellings dans ces jeux de données. L'impact de toutes ces limitations sur les résultats proposés ici n'a pas été systématiquement analysé. Il sera nécessaire de le faire par la suite, afin de s'assurer de la robustesse de ces résultats. Sur une note plus positive, notons également que malgré ces imperfections ils représentent des outils précieux, pleins de potentiel et en tout état de cause ils sont l'instrument unique pour l'étude du climat futur.

Face à ces limitations, une piste de progrès envisageable serait d'exploiter toutes les simulations de la base CMIP6 qui ont globalement des biais climatiques réduits dans l'Atlantique tropical surtout dans les

zones d'upwelling. On pourra aussi exploiter des méthodes statistiques de sélection des modèles telles que celle développée par Mignot et al (submitted, voir annexe) pour ne considérer que les modèles les plus performants en terme de bathymétrie.

Par ailleurs, comme expliqué dans cette thèse, les eaux remontées en surface par le mécanisme d'upwelling sont riches en nutriments. Une fois en surface, elles sont disponibles pour la photosynthèse. La production de phytoplancton qui résulte de cette double caractéristique constitue la base de la chaîne alimentaire des écosystèmes marins. Une réponse éventuelle de l'océan au réchauffement peut réduire le mélange vertical, limitant ainsi l'approvisionnement en matières nutritives des eaux remontées dans la zone euphotique, où a lieu la production primaire. Des études basées sur les observations suggèrent que la production primaire augmentera avec le réchauffement climatique (Chavez et al., 2011) alors que d'autres (Gómez-Letona et al., 2017) sont en contradiction avec ces résultats. Une évolution de l'intensité des upwellings côtiers et des caractéristiques des eaux remontées à la surface aurait des répercussions importantes sur les écosystèmes marins. Il est donc important d'apporter de la lumière sur l'évolution future des écosystèmes marins dans la zone sénégal-mauritanienne.

Enfin, si l'anticipation de l'évolution à long terme du climat est importante à connaître et décrire, les décideurs locaux, syndicats de pêches, responsables des aménagements portuaires sont quand à eux plutôt sensibles à ce qui risque de se passer dans les 10 à 30 prochaines années. A

cette échelle de temps, le futur du système climatique n'est pas uniquement soumis à l'évolution des gaz à effet de serre mais aussi à l'évolution de la variabilité interne et naturelle. Il est donc important dans un premier temps de valider les résultats obtenus dans la seconde partie de la thèse, qui suggèrent une variabilité basse fréquence de l'intensité de l'upwelling. On vérifiera également comment est ce que les modèles le reproduisent. Si le lien avec l'AMV est avéré, il est fort probable que l'intensité de l'upwelling montrera une certaine prévisibilité dans le futur, comme la mousson ouest africaine, qui est un des phénomène du climat global les plus prévisibles à ces échelles de temps (Yeager and Robson, 2017). On pourra tester cette hypothèse à partir des expériences de prévision initialisées réalisées dans le cadre de l'exercice DCCP-A (Decadal Climate Prediction Project en anglais) de CMIP6. Le score de prédiction du SMUS pourra être étudié en termes d'indices thermiques, dynamiques et biogéochimiques. Les résultats permettront de déterminer les possibilités de planification inter-annuelle à décennale de la pêche et de l'activité économique au Sénégal et dans les pays voisins.

Appendix A

Annexe

Towards an objective assessment of climate multi-model ensembles. A case study in the Senegalo-Mauritanian upwelling region

Juliette Mignot¹, Carlos Mejia¹, Charles Sorrow¹, Adama Sylla^{1,2}, Michel Crépon¹ and Sylvie Thiria^{1,3}.

¹ IPSL-LOCEAN, SU/IRS/CNRS/MNHN, Paris, France

² LPAO-SF, ESP, UCAD, Dakar, Sénégal

³ UVSQ, F-78035, Versailles, France

Correspondence to: Juliette Mignot (Juliette.mignot@locean-ipsl.upmc.fr)

Abstract. Climate simulations require very complex numerical models. Unfortunately, they typically present biases due to parameterizations, choices of numerical schemes, and the complexity of many physical processes. Beyond improving the models themselves, a way to improve the performance of the modeled climate is to consider multi-model averages. Here, we propose an objective method to select the models that yield an efficient multi-model ensemble average. We used a neural classifier (Self-Organizing Maps), associated with a multi-correspondence analysis to identify the models that best represent some target climate property. One can then determine an efficient multi-model ensemble. We illustrate the methodology with results focusing on the mean sea surface temperature seasonal cycle over the Senegalo-Mauritanian region. We compare 47 CMIP5 model configurations to available observations. The method allowed us to identify a performing multi-model ensemble by averaging 12 climate models only. Future behavior of the Senegalo-Mauritanian upwelling was then assessed using this multi-model ensemble.

1- Introduction

In this study we present a methodology aiming at selecting a coherent sub-ensemble of the models involved in the 5th Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) that best represents specific observed characteristics. The analysis is performed on the capacity of the models to

represent the seasonal cycle of the sea surface temperature (SST) in the region of the Senegalo-Mauritanian upwelling off the west coast of Africa.

The Senegalo-Mauritanian upwelling has focused increasing attention over the recent years. It presents an important seasonal cycle associated with mesoscale patterns whose variability has been recently studied by several oceanographic campaigns (Capet et al., 2017; Faye et al., 2015; Ndoye et al., 2014). The very productive waters associated with the upwelling have a strong economic impact on fisheries in Senegal and Mauritania, and a crucial societal importance for local populations. It is therefore of importance to predict the evolution of the dynamics and the physics of the upwelling in the forthcoming decades due to the effect of climate warming and its consequences on biological productivity which may impact the fisheries. The most common way to predict the evolution of the climate is to run climate models, which include fully coupled atmosphere-ocean-cryosphere-biosphere modules. Because of their quite low resolution and the fact that they use different parameterizations of the physics, numerical schemes and sometimes include or neglect different processes, these models have some marked biases in specific regions. They also have different responses to an imposed increase of atmospheric greenhouse gases, which partly explain their mean climate biases. This variety of models allows us to assess the uncertainty of present climate representation when compared to observations and, by studying their dispersion, to roughly estimate the uncertainty of the response to future climate change. For several generations of climate models, it has been shown that the multi-model average for a variety of variables mostly agrees better with observations of present day climate than any single model, and that the average also consistently scores higher in almost all diagnostics (Gleckler et al., 2008; Lambert and Boer, 2001; Phillips and Gleckler, 2006; Pincus et al., 2008; Reichler and Kim, 2008; Santer et al., 2009; Tebaldi and Knutti, 2007). Several studies also suggest that the most reliable climate projection is given by a multi-model averaging (Knutti et al., 2010), rather than averaging different projections performed with a single model run with different initial conditions for example. This result relies on the assumption that if choices of parameterizations, specific numerical schemes, are made independently for each model, then the errors might at least partly compensate, resulting in a multi-model average that is more skillful than its constitutive terms (Tebaldi and Knutti, 2007). The significant gain in accuracy can be explained by the fact that the errors specific to each model compensate each other in the averaging procedure used to build the multi-model. However, the number of GCMs

available for climate change projections is increasing rapidly. For example, the CMIP5 archive (Taylor et al., 2012), which was used for the fifth IPCC Assessment Report (IPCC, 2013), contains outputs from 61 different GCMs and 70 contributions are expected for CMIP6. Nevertheless, these models constitute a fully independent ensemble (e.g. (Masson and Knutti, 2011)). It thus becomes possible and probably needed to select and/or weight the models constituting such an average. Recent work has suggested that weighting the multi-model averaging procedure could help to reduce the spread and thus uncertainty of future projections. Such an approach has been applied extensively to the issue of climate sensitivity (Fasullo and Trenberth, 2012; Gordon et al., 2013; Huber and Knutti, 2012; Tan et al., 2016). Valuable improvement of models selection has also been found in studies of the carbon cycle (Cox et al., 2013; Wenzel et al., 2014), the hydrological cycle (Deangelis et al., 2015; O’Gorman et al., 2012), the Antarctic atmospheric circulation (Son et al., 2010; Wenzel et al., 2016), extratropical atmospheric rivers (Gao et al., 2016), atmospheric and ocean heat transports (Loeb et al., 2015), the European temperature variability (Stegehuis et al., 2013) and temperature extremes (Borodina et al., 2017).

The present paper is dedicated to the elaboration of an objective method to select models according to their performance over the Senegalo-Mauritanian upwelling region, with the aim of constructing an efficient climate multi-model average together with its related confidence interval in order to anticipate the effect of climate warming by the end of the century in this region. This upwelling is very intense and presents a well-marked seasonal variability. Its intensity is stronger in boreal winter and it disappears in summer with the northward progression of the ITCZ. Due to the enrichment of the sea surface layers with nutrients upwelled from deep layers, it drives an important phytoplankton bloom that is observed on ocean color satellite images (Demarcq and Faure, 2000; Farikou et al., 2015). The maximum intensity of this bloom occurs in March-April (Farikou et al., 2015; Faye et al., 2015; Ndoeye et al., 2014). This upwelling lies at the southern end of the Canarian upwelling system. North of 20°N, which is the northernmost latitude reached by the ITCZ, the seasonality of the upwelling is much weaker. It is forced by the trades, which are more intense in summer. Consequently, the Senegalo-Mauritanian upwelling is characterized by a very specific seasonality which is observed on satellite SST (Demarcq and Faure, 2000; Sawadogo et al., 2009). Sylla *et al.* (2019) have recently showed that the intensity of the SST

seasonal cycle along the coast of Senegal and Mauritania was a good marker of the upwelling in climate models.

The paper is articulated as follows: section 2 presents the different climate models and the climatological observations used in the study, together with the region of interest. The classification method is described in section 3 for the extended region and results are discussed. Section 4 investigates the results of the method applied over a smaller area, more focused over the region of interest. Section 5 uses the two multi-model clusters defined in sections 3 and 4 respectively to describe the representation of the Senegalo-Mauritanian upwelling and its change under global warming. Conclusions are given in section 6.

2- Models and region of interest

2.1 Data

This study is based on the CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5) database. We used the output of the 47 simulations listed in Table 1. The models have been evaluated over the historical period defined as [1975-2005] by comparing their output to observations. The mean seasonal cycle of SST over this period is constructed for each model grid point. When several members of historical simulations are available for a same model configuration, they are averaged together. However, this has practically no impact on the estimated mean seasonal cycle (not shown). The mean climatological cycle of the CMIP5 models under study is evaluated against the ERSST_v3b data set (Smith et al., 2008), averaged over the same time period. This data set is used as the target to be reproduced and is denoted "Observation field" hereinafter. In order to deal with data at the same resolution, all model outputs as well a observation fields were been regridded on a 1-degree resolution regular grid prior to analysis.

In section 5, the models' selections are used to characterize the response of the upwelling to climate change. This response is characterized in terms of SST but also wind intensity. For this, the simulated wind stress is compared to the QUICKSCAT product (<https://podaac.jpl.nasa.gov>) and the models are evaluated over the period [1985-2005].

2.2 The Senegalo-Mauritanian upwelling region

In the present research, we evaluated the ability of the different climate models to represent the Senegalo-Mauritanian upwelling. Following Sylla et al. (in rev.), we consider the intensity of the seasonal cycle of the SST as a marker of the upwelling variability and localization. This variable is shown in Fig. 1 for the eastern tropical Atlantic. This figure confirms that the Senegalo-Mauritanian coast stands out with a very strong seasonal SST cycle as compared to what is found at similar latitudes in the open ocean. This results from the cold SST generated by the strong winds occurring in winter. The Senegalo-Mauritanian upwelling is confined in a small region of the order of 100km off the western coast of Africa. It is part of a complex and fine scale regional circulation system recently revisited by Kounta *et al.*, (2018). Since the grid mesh of most of the climate models is of the order of 1° ($\sim 100\text{km}$), this regional circulation is thus poorly resolved, and this pleads for a relatively large-scale analysis of the upwelling representation in climate models. The Senegalo-Mauritanian upwelling is also embedded in a large scale oceanic circulation pattern, encompassing the North Equatorial Counter Current flowing eastward in the southern part of the region and the return branch of the subtropical gyre in the northwestern part. Therefore, we will firstly study the representation of the SST seasonal cycle intensity in the different climate models over a relatively large region that includes part of the Canary current in the North and the Guinea dome in the South. The so-called “extended region” is defined by a rectangular box extending from 9°W to 45°W and from 5°N to 30°N (Fig. 1). In a second step, we will proceed to the same analysis and classification of the models within a much more focused (hereafter zoomed) region, namely $[16^\circ\text{W}-28^\circ\text{W}$ and $10^\circ\text{N}-23^\circ\text{N}]$ (Fig. 1). All the results below will be first shown for the extended region. Comparison with the focused region will be done in section 4.

3 - Classification of the climate models over the extended upwelling region

3.1 The methodological approach

The first step of the methodology is to decompose the selected region in different classes by using a neural network classifier, the so-called Self Organizing Map (SOM; Kohonen, 2013). This algorithm constitutes a powerful nonlinear unsupervised classification method. It has been commonly used to solve environmental problems (Hewitson and Crane, 2002; Jouini et al., 2013, 2016; Liu et al., 2006; Reusch et al., 2007; Richardson et al., 2003). The SOM aims at clustering vectors of a multidimensional database ($\mathbf{D}$) into classes represented by a fixed network of

neurons (the SOM map). The self-organizing map (SOM-map) is defined as an undirected graph, usually a 2D rectangular grid. This graphical structure is used to define a discrete distance (denoted by δ) between the neurons of the map and thereby identify the shortest path between two neurons. Moreover, SOM enables the partition of $\mathbf{D}$ in which each cluster is associated with a neuron of the map and is represented by a prototype that is a synthetic multidimensional vector (the referent vector $\mathbf{w}$). Each vector $\mathbf{z}$ of $\mathbf{D}$ is assigned to the neuron whose referent $\mathbf{w}$ is the closest, in the sense of the Euclidean Norm (EN), and is called the projection of the vector $\mathbf{z}$ on the map. A fundamental property of a SOM is the topological ordering provided at the end of the clustering phase: two neurons that are close on the map represent data that are close in the data space. In other words, the neurons are gathered in such a way that if two vectors of $\mathbf{D}$ are projected on two “relatively” close neurons (with respect to δ) on the map, they are similar and share the same properties. The estimation of the referent vectors $\mathbf{w}$ of a SOM and the topological order is achieved through a minimization process using a learning data set base, here from the observations. The cost function to be minimized is of the form:

$$J_{SOM}^T(\chi, W) = \sum_{\mathbf{z}_i \in \mathbf{D}} \sum_{c \in SOM} K^T(\delta(c, \chi(\mathbf{z}_i))) \|\mathbf{z}_i - \mathbf{w}_c\|^2$$

where $c \in SOM$ indices the neurons of the SOM map, χ is the allocation function that assigns each element $\mathbf{z}_i$ of $\mathbf{D}$ to its referent vector $\mathbf{w}_{\chi(\mathbf{z}_i)}$ and $\delta(c, \chi(\mathbf{z}_i))$ is the discrete distance on the SOM-map between a neuron c and the neuron allocated to observation $\mathbf{z}_i$. K^T a kernel function parameterized by T (where T stands for “temperature” in the scientific literature dedicated to SOM) that weights the discrete distance on the map and decreases during the minimization process. At the end of the learning process, the classification can be visualized onto the SOM-map and interpreted in term of geophysics.

3.2 - Classification of the observations

In the present problem we chose to classify the annual cycles of the SST seasonal anomalies observed in the Senegalo-Mauritanian upwelling. The study was made over the “extended region” constituted of $25 \times 36 = 900$ pixels, but this enlarged region covers a part of the African continent and 157 pixels are in fact over land. That means that we have truly 743 ocean pixels to deal with. We consider the time-period of 30 years [1975 to 2005] extracted from the ERSST-V3b database. For a given grid point and a given year and month, the monthly anomaly is the SST of

the pixel for which we have subtracted the mean of the considered year. The climatological mean of the anomaly is then computed for each grid point by averaging each climatological month over the 30 years. Thus, the learning data set $\mathbf{D}$ is a set of 743 twelve-component vectors $\mathbf{z}$, each component being the mean monthly anomaly computed as above. We denote “SST Seasonal Cycle” the vector $\mathbf{z}$ in the following.

We used a SOM-map to summarize the different SST seasonal cycles present in the "extended region". We found that 120 prototypes (or neurons) can accurately represent the 743 vectors of $\mathbf{D}$. This reduction (or vector quantization) is made by using a rectangular SOM-map of 30×4 neurons.

We then reduced the number of neurons in order to facilitate their interpretation in terms of geophysical processes. For this, we applied a Hierarchical Ascendant Clustering algorithm (HAC) using the Ward dissimilarity (Jain and Dubes, 1998). We grouped the 120 neurons into a hierarchy that can contain between 120 and 1 clusters. Then the different classifications proposed by the HAC were applied to the geographical region: each “SST Seasonal Cycle” of each grid point of the region is assigned to a neuron and consequently to a cluster (assignment process), thereby defining the so-called region-clusters. The problem is then to choose a number of clusters that adequately synthesizes the geophysical phenomena over the region. This was done by looking at the different possible classifications and choosing one representing the major characteristics of the upwelling region. In [Fig. 2a](#), we observe that when we partition the SOM in 7 clusters, the associated 7 region-clusters are constituted of contiguous pixels in the geographic map, and that two clusters (6, 7) are within the upwelling region and present a well-marked seasonal cycle. For each region-cluster, we can estimate the associated standard deviations (STD hereinafter) by processing all the data assigned to its associated neurons with a standard statistic algorithm. The typical SST climatological cycles for each region-cluster are presented in [Fig. 2b](#) together with their related error bars. We note that the region-clusters are well identified, their typical climatological annual cycles of SST anomalies being well separated. Furthermore, the 7 region-clusters are spatially coherent and have a definite geophysical significance.

For the extended region under study, 7 therefore appears to be an adequate cluster number, since this number allows a clear partition of the clusters on the HAC decision tree on the one hand, and permits to assign a clear physical significance to each region-cluster on the other hand. Let us

now describe these clusters according to their physical significance with respect to the geographical region: the Senegalo-Mauritanian coastal upwelling is associated with clusters 7 and 6. Cluster 2 corresponds to deep tropical waters associated with the equatorial Countercurrent. Cluster 1 corresponds to surface waters of the Gulf of Guinea. Cluster 3 corresponds to the offshore tropical Atlantic, and cluster 5 has extratropical characteristics. Cluster 4 is transition between 3 and 5. As expected, the equatorial regions (clusters 1 and 2) have a very weak seasonal cycle, which increases towards the extratropics (clusters 3 to 5). The upwelling regions (clusters 6 and 7) are characterized by an exceptionally strong seasonal variability.

3.3 – Analysis of the different climate models

The aim is now to find the model(s) that best fit the “Observation field”. A heuristic manner is to compare the pattern of the different region-clusters of the CMIP5 models with respect to those of the “Observation field” through a sight evaluating process. This kind of approach has been proposed in (Sylla et al., 2019), and one indeed immediately sees that some models better fit the “Observation field” than others. But this method remains very subjective.

In the following, we present a more objective approach. We use the previous classification to objectively estimate how each CMIP5 model represents the “Observation field” and its seven region-clusters. For this, we projected the SST annual cycle of each CMIP5 model grid point of the extended region onto the SOM learned with the observations (section 3.2) using the assignment procedure described in this section. Each grid point thus corresponds to a cluster of the SOM and is represented on the geographical map by its corresponding color. Doing so, we can represent each CMIP5 model by the geographical pattern of the 7 clusters partitioning the SST seasonal cycle of its grid points. The geographical maps representing the 47 models and their associated clusters are plotted in [Fig. 3](#). This graphical visualization is easier to compare than the original characteristics (amplitude and phase) of the annual cycle at each grid point of a model since each grid point can only take one discrete value among seven. This representation immediately allows identifying the model biases and the models that best reproduce the cluster-regions identified in the observations.

For a more quantitative assessment, we counted the number of grid points of a region-cluster for a given CMIP5 model matching the same region-cluster of the “Observation field”. We then computed the ratio between that matching number and the number of pixels of the

region-cluster of the considered model. That number is noted in the color-bar for each region-cluster in [Fig. 3](#). We denote R_{mi} the ratio for the region-cluster i and the model m , where $i = 1, \dots, 7$ is the number of the region-cluster and $m = 1, \dots, 47$ is the number of the model (see table 1). We note that $R_{mi} \leq 1$. Doing so, each model m is represented by a 7-dimensional vector R_m , each component being the ratio of a region-cluster. We estimated the total skill of a model by averaging the 7 ratios. Note that this procedure gives the same weight to each region-cluster whatever its number of grid point and its proximity with the upwelling region. In the following the skill is presented as a percentage, the higher the skill, the better the fit. In [Fig. 3](#), the 47 CMIP5 models are ranked by their total skill, which is indicated above each panel beside the model name. The model skills are very diverse, ranging from 79% to 28%. This Fig. also shows that the models presenting the best total skill are also those representing thoroughly the upwelling region. Some models represent the large-scale structure in the eastern tropical Atlantic (region-clusters 3, 4, 5) very well but not the upwelling (33-GISS-E2-R and 34-GISS-E2-R-CC for example). Others represent pretty well the upwelling region-clusters (region-clusters 6 and 7), but not the large-scale structures of the SST seasonality (13-CSIRO-Mk-3-6-0, 6-CMCC-CESM for example). None of this type of models is ranked among the best models, let us say with a score of more than 60%. As indicated above, this representation gives a very synthetic view of the structure of the seasonality of the SST in each of the models, potentially a very useful guide for climate modelers to identify rapidly major biases.

3.4 – Categorical analysis of the CMIP5 climate models

In order to further progress in the selection of the models, the 47 climate models and the Observation field were then analyzed by using a Multiple Correspondence Analysis (MCA in the following). MCA is a multivariate statistical technique that is conceptually similar to principal component analysis (PCA in the following), but applies to categorical rather than continuous data. Similarly as PCA, it provides a way of displaying a set of data in a two-dimensional graphical form. In the following, we applied a MCA analysis to the (47×7) matrix $R = [R_{mi}]$ whose elements represent the skills of the clusters of the models shown in front of the color bars in [Fig. 3](#): the rows represent the different models, the columns the seven region-clusters. We found that the first two principal axes of the MCA provide 71% of inertia. In [Fig. 4](#), we show a

projection of the models on the plane defined by the first two principal axes (each model being represented by a small circle). Moreover, we projected the observation field (green diamond) on that plane as a supplementary individual. The shorter the distance between two models, the more similar the distribution of their region-cluster skills. On that plan, the seven clusters of the observation field are represented by purple squares. Proximity between a model and a region-cluster leads us to affirm that this region-cluster is well represented by that model. Clearly, some models adequately represent the southern part of the extended region (region-clusters 1, 2 or 3), where the SST seasonal cycle is weak, and are very distant from the upwelling regions (region-cluster 6 and region-cluster 7) whose large SST cycle is poorly reproduced. In this group of models, one recognizes the model 16-IPSL-CM5A-MR, at the extreme bottom of [Fig. 4](#), close to region-clusters 4 and 5, consistently with [Fig. 3](#). At the other end of this group of models, the model 23-HadCM3 for example is located very close to the region-cluster 1. [Fig. 3](#) indeed shows that most of its grid points over the region of interest have a seasonal cycle resembling the one found in the offshore tropical ocean. Another group of models is located in the center of this plan, thus at an optimal distance of each of the observed regions-clusters, and not far from the overall position of the observations (diamond). We recognize in this group of models, those that have a high skill in [Fig. 3](#). The positioning of the observations (diamond in [Fig. 4](#)) with respect to the models indeed allows selecting those that best represent the Observations field. The representation given in [Fig. 4](#) allows understanding the drawback of the different models with respect to the 7 Modes of SST-cycles.

As indicated in the introduction, the main objective of the methodology is to select an ensemble of models that represents at best the upwelling behavior with respect to the observations and to use this ensemble to predict the impact of climate change in the Senegalo-Mauritanian upwelling with some confidence. The problem is now to determine a subset of models that can adequately represent the observations, as the number of models is small enough we choose to cluster them by HAC according to their projections onto the seven axes provided by the MCA, and select the optimal jump in the hierarchical tree (Jain and Dubes, 1998).

Doing so, we obtain four homogeneous groups which are well separated (group 1, 2, 3, 4). They are plotted with different colors in [Fig. 4](#). Clearly, the models are clustered with respect to the region-clusters they best represent. We denote Model-group 1, Model-group 2, Model-group

3, Model-group 4 these multi-model ensembles hereinafter. Model-group 4 represents the observations and the upwelling region-clusters at best.

For each group, we computed a multi-model average whose outputs are the mean of the outputs of its different members and we analyzed it according to the same procedure (projection of the SST-seasonal Cycle and assignment to a region-cluster) used for each individual model. Besides we introduced the full multi-model average (Model-All in the following), which is the multi-model ensemble which averages the 47 CMIP5 model outputs. Model-All was also projected in the MCA plane and it is represented by a red star in Fig. 4. Comparison of the four model-groups with Model-All and the observations are presented in Fig. 5. This figure visually highlights the dominance of Model-group 4 for the reconstruction of the SST seasonal cycles of the different region-clusters for the extended region. This is particularly clear for region-clusters 6 and 7, which are those located in the upwelling region (Fig. 2). Model-group 3 seems to group models characterized by an equatorward shift of the main structures, since the region-cluster 1 of tropical waters is not reproduced and Region-clusters 4 and 5 of extratropical waters are overestimated. Fig. 4 indeed shows that this Model-group is very close to the Regions-clusters 4 and 5, which correspond to the extratropical and the transition geographical regions. Model-group 2 misrepresents the region of the Canary upwelling. Model-group 1 overestimates the SST seasonal cycle in all the tropical open Atlantic. These two last model-groups overestimate the region-Cluster 1, again consistently with their position in Fig. 4. A detailed physical interpretation of the Model-groups is nevertheless beyond the scope of this paper. Clearly Model-All represents the SST seasonal cycle of the off-shore ocean, but it proposes a very poor representation of the upwelling region.

Two models (models 7 and 25) have a better skill than Model-group 4 and Model-All. These two models are very close to the observations on the first two axes of the MCA (Fig 4). It is easily seen that Model-group 4 and the projection of Model-All on this plane is farther than that of model 7 and model 25 from the observation projection. This explains the lower performance of these two multi-models as compared to models 7 and 25. In the present case, the method permits to determine the best models (model 7 and model 25) and to outline the best multi-model (Model-group 4) whose skill is better than any model with a probability of 95% (number of models whose skill is smaller than the skill of Model-group 4 with respect to the total

number of models). Projection of the models on the other planes of the MCA analysis should confirm this interpretation. One could then question the use of Model-group 4 rather than model 7 or model 25 individually. Furthermore, we argue that multi-model averages are in general more robust for all sorts of climate studies than the use of a single model that can have good performance for a very specific set of constraints but not for neighboring ones. The following section will partly justify this point.

4 - Classification of the climate models over a zoomed upwelling region

The classification presented above relies largely on the ability of the models to represent the off-shore seasonal cycle of the SST. In the following, we propose to test the classification over a much more reduced area in order to focus the analysis on the upwelling area. This “zoomed upwelling region” is shown in [Fig. 1](#). As for the extended region, we partitioned the observations of the zoomed upwelling region with a SOM (ZSOM in the following) followed by a HAC. We obtained new region-clusters denoted ZRegion-clusters. Fig. 6 shows the four ZRegion-clusters obtained from ERSSTv3b observations together with their associated mean SST-Seasonal Cycle. Again, the ZRegion-clusters are spatially coherent. The upwelling area is now decomposed into three ZRegion-clusters (ZRegion-clusters 2, 3, 4). This new decomposition thus refines the study performed for the extended region: ZRegion-cluster 1 represents the offshore ocean: its grid points typically have a SST seasonal cycle amplitude of 4°C, very similar to Region-cluster 4 in the classification performed over the extended region ([Fig. 2](#)). ZRegion-cluster-4 nicely identifies the core of the Senegalo-Mauritanian region, with grid points characterized by the greatest amplitude of the SST seasonal cycle of the domain: typically 6.5°C. It is interesting to note that an additional upwelling ZRegion-cluster (ZRegion-cluster 3) appears south of ZRegion-cluster 4. Indeed, several studies have shown that the Cape Verde peninsula, located around 15°N, separates the upwelling region into two distinct areas having a different behavior north and south of this peninsula (Sirven et al. sub.,(Sylla et al., 2019)). The location of the separation between ZRegion-cluster 3 and 4 is determined with some uncertainty due to the coarse resolution (1°) of the ocean models. ZRegion-cluster 3 is marked by a time shift of the seasonal cycle: the warmest season seems to occur somewhat one month earlier than in the other regions as clearly seen in Fig. 6 (left panel, yellow curve in June). Due a classification done in a much larger region, such characteristic does not appear in the study over the extended area study. The

physical interpretation of the SST seasonal cycle of this ZRegion-cluster is beyond the scope of the present study, but one can suspect a role of the ITCZ seasonal migration, covering these grid points earlier than further north. Finally, ZRegion-cluster 2 is a transition between the large scale ocean and the upwelling region. As for the extended region, we applied a MCA analysis to the (47×4) matrix $R = [R_{mi}]$ whose elements represent the skills of the four clusters (i) of the 47 models. This MCA was followed by a HAC leading the definition of five ZModel-groups. The members of each group are given in appendix. [Fig. 7](#) shows the ZRegion-cluster obtained in the zoomed area by projecting these five ZModel-groups and Model-All model on the ZSOM and their associated performances. ZModel-group 1 is the least performing one: only 25% of the grid cells fall in the same class as for the observations. The structure of this model-group shows that it is characterized by an homogeneous amplitude of the seasonal cycle over the whole domain, suggesting a largely reduced upwelling: only one grid point at the coast has an enhanced SST seasonal cycle as compared to the large scale tropical ocean. ZModel-group 2 is the best performing one: 66% of the grid points are assigned to the correct class and the general picture indeed represents a four-class picture fairly consistent with the observed structure ([Fig. 6](#)). Important biases yet remain. In particular, the ZRegion-clusters 2 and 4 characterizing the upwelling extend too far offshore. The three other ZModel-groups are intermediate. A relatively reduced upwelling area, with an underestimated SST seasonal cycle, characterizes ZModel-groups 3 and 4. ZModel-group 5 corresponds to a shift of the upwelling region towards the north. Model-All also shows a strongly reduced seasonal cycle, with a large amount of pixel in the intermediate ZRegion-cluster 3 and very few in the ZRegion-cluster 4. The ZRegion-cluster 3 representing the southern part of the Senegalo-Mauritanian upwelling does not appear in the pattern of Model-All.

We remark that all the models forming ZModel-group 2 are included in Model-group 4. For a more precise assessment, we can also project the entire Model-group 4, identified as the best multi-model ensemble over the extended region, on the ZSOM ([Fig. 8](#), right). We notice that the performance of Model-group 4 remains very high on this projection, indicating some robustness of this multi-model ensemble. Moreover, this ensemble now outperforms the single best model identified over the extended region ([Fig. 8](#), right). This result gives further confidence in the use of multi-model averages, illustrating that one single model can be very skillful over a

specific region, or for a specific analysis, but multi-model averages are more robust across various analysis and/or regions.

5 – Impact of climate change on the Senegalo-Mauritanian upwelling

5.1 Representation of the upwelling in the CMIP5 climate models clusters

In this section, we compare the representation of the Senegalo-Mauritanian upwelling system given by the two best Model-groups identified above (Model-group 4 and ZModel-group 2). For this evaluation, we use two of the five indices used by (Sylla et al., 2019) to evaluate the full database, namely the intensity of the SST seasonal cycle and the offshore Ekman transport at the coast. The former is specific to the seasonal variability of the Senegalo-Mauritanian upwelling system, and it has been used for the classification. The latter is more general and although it has recently been shown to partly represent the volume of the upwelled waters (Jacox et al., 2018), it is extensively used in the scientific literature to characterize upwelling regions (Cropper et al., 2014; Rykaczewski et al., 2015; Wang et al., 2015). Note also that following (Sylla et al., 2019), evaluation is performed on the period [1985-2005]. This period slightly differs from the classification period but the SST seasonal cycle is not significantly different (not shown).

[Fig. 9](#) compares the amplitude of the SST seasonal cycle as represented in the observations, Model-All, Model-group 4 and ZModel-group 2 identified above. Consistently with [Fig. 5 and 7](#), Model-All dramatically underestimates the upwelling signature in terms of SST seasonal cycle as compared to the observations. Model-group 4 and ZModel-group 2 yield improved results: the area of enhanced SST seasonal cycle is larger both in latitude and longitude, with stronger SST amplitude values. This confirms the efficiency of the selection operated above. Nevertheless, ZModel-group 2 yields a realistic SST amplitude pattern along the coast but it extends too far offshore. Furthermore, in ZModel-group 2, the subtropical area (in green in [Fig 9](#)) extends too far towards the south, in particular in the western part of the basin. The tropical area, characterized by limited amplitude of the seasonal (deep blue in [Fig. 9](#)), is shifted to the south as compared to the observations. In other words, the large scale thermal, and thus probably dynamical structure of the region is poorly represented in ZModel-group 2. Finally, Model-group 4 is the least biased one.

The intensity of the wind stress parallel to the coast, inducing offshore Ekman transport and consequently an Ekman pumping at the coast, is generally considered as the main driver of the upwelling. We therefore also tested the representation of this driver in the different Model-groups. The idea is to evaluate the impact of the model selection performed above on the representation of an independent variable by the Model-groups. Fig. 10 shows the latitude-time evolution of the meridional oceanic wind stress, considering that the coast in the studied region is oriented approximately meridionally, so that the offshore Ekman transport is mainly zonal. Note that in Fig. 10, southward winds have positive values so that they correspond to a westward Ekman transport, favorable to upwelling. Panel (a) shows that the observed meridional wind stress is, all year long, favorable to the upwelling north of 20°N . At these latitudes, it is stronger in summer. Between 12°N and 20°N , in the latitude band of the Senegalo-Mauritanian upwelling, on the contrary, the wind blows southward with a very weak intensity in summer and it even changes direction in the southern part of this latitude band. It is favorable to the upwelling in winter-spring, which explains why the Senegalo-Mauritanian upwelling occurs during this season with a maximum of intensity in March-April (Capet et al., 2017; Farikou et al., 2015). The main bias of Model-All (Fig. 10b) is that the wind stress never reverses between 12°N and 20°N . It weakens in the southern part of the Senegalo-Mauritanian latitude band, i.e. south of the Cape Verde peninsula (15°N), but does not become negative. North of the Cape Verde peninsula, it blows from the north also in summer, so that the Senegalo-Mauritanian upwelling lacks of seasonality. This bias is corrected in Model-group 4 and ZModel-group 2 (Fig. 10, panels c and d) that are, in this aspect, more realistic than Model-All. Model-group 4 shows a slight extension of the time and latitude range where the oceanic wind stress reverses sign. This constitutes an improvement. The southward wind is nevertheless too strong in winter over the $[12^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}]$ latitude band as well as further south from December to March. These two remaining biases are further reduced in ZModel-group 2. This latter model yields the most realistic seasonal cycle of meridional oceanic wind stress over the latitude band under study. This is consistent with a very localized model selection, as the wind index is itself localized along the coast.

To conclude, Model-group 4 and ZModel-group 2 perform in general better than Model-All in reproducing the major characteristic features of the Senegalo-Mauritanian upwelling. This result confirms the relevance of the multi-model selection we have presented above. Applying the methodology over a relatively large region allows to better constrain the spatial extent and pattern

of the SST signature of the upwelling than the reduced area. The latter however yields a better representation of the wind seasonality along the coast.

5.2 Response of the Senegalo-Mauritanian upwelling to global warming.

In this section, we examine the response of the upwelling system given by the different multi-model groups we selected, to global warming. For this, we compared the two indices analyzed above in present-day and future conditions. The present-day conditions are taken as above as the climatological average of historical simulations over the period [1985-2005]. The future period is taken as the climatological average of the RCP8.5 scenario over the period [2080-2100]. Fig. 11 shows the difference of the SST seasonal cycle amplitude between these two periods. The general behavior is that the SST cycle amplitude will reduce in the upwelling region. (Sylla et al., 2019) showed that this is primarily due to a warming of the winter temperature, thus suggesting that the upwelling signature in surface will reduce. On the other hand, this figure shows that the upwelling signature will increase along the Canary current, which flows along the coast of Morocco, as well as in the subtropical part of our domain. This behavior is observed in the three multi-model ensembles. Yet, the two selected Model-groups suggest a weaker decrease of the SST seasonal cycle in the upwelling region than the one given by Model-All. ZModel-group 2 shows an even weaker decrease mainly confined in the southern part of the upwelling region. This result echoes findings of (Sylla et al., 2019) based on another indicator of the upwelling imprint on the SST: they showed that the difference between the SST at the coast and offshore is expected to decrease more in the southern part of the Senegalo-Mauritanian upwelling system (SMUS) than in the north . We can hypothesize that the study conducted on the reduced area permits to separate the Senegalo-Mauritanian upwelling system into two clusters, a northern one (ZRegion 4) and a southern one (ZRegion-3) (Fig. 7) which enables to distinguish this specific response.

The meridional wind stress also generally weakens under climate change in the [12°N-20°N] latitude band (Fig. 12), suggesting a general reduction of the upwelling intensity. From December to March, this is particularly true in the southernmost region of the Senegalo-Mauritanian band, consistently with the results of (Sylla et al., 2019). The wind pattern inferred from the two Model-groups (Fig. 12, middle and right panels) present a higher seasonal variability than this of Model-All (left panel). The winter reduction of the southward wind stress

is slightly more confined to the southern region in ZModel-group 2, especially at the end of the upwelling season (March-April) when the upwelling intensity is the strongest. This may be consistent with the reduced seasonal cycle in the southernmost part of the upwelling identified above.

6 - Discussion and Conclusion

This paper proposed an objective methodology for selecting climate models over a specific area with respect to observations and according to well-defined statistical criteria. In the present study, we have specifically checked the ability of the climate models to reproduce the ocean SST annual cycle observed in specific regions of the studied area during the period 1975-2005 as reported in the ERSST_v3b data set. These regions were defined by a neural classifier (SOM) as clusters having similar seasonal SST cycles with respect to some statistical characteristics. They correspond to ocean area having well marked oceanographic specificities.

We then checked the ability of the different climate models to reproduce the Region-clusters defined on the observation dataset with a SOM. The better a climate model fits the clusters computed with the SST observation, the better the skill of the model. We thus defined geographical regions in the different CMIP5 climate models by projecting the SST annual cycle of each model grid point onto the SOM. Each grid point is associated with a cluster on the SOM map and consequently to a Region-cluster on the geographical map. We built an objective similarity criterion by counting the number of grid points in a Region-cluster of a given model matching the same Region cluster defined by processing the "Observation field". We then computed the ratio between that matching number and the number of pixels of the Region-cluster of the model under study. We estimated the total skill of a model by averaging the 7 ratios associated with the 7 Region clusters. Note that this procedure presents the advantage to give the same weight to each region-cluster whatever its number of grid point and its proximity with the upwelling region. This procedure respects the clustering done by the SOM since the different clusters have an equal weight in the skill computation. In its present definition, the total skill is a number between 0 and 1, the higher the skill, the better the fit. Other measures of the total skill of a Model-group could nevertheless be defined depending on the objective of the study.

Such a multi-model ensemble selection indeed allows subsampling a set of models in order to obtain a more realistic climatology over the region of interest. The response of the upwelling to climate change given by the different multi-model ensembles is quite robust in the sense that they give similar qualitative answers. However, a too selective ensemble of models may lead to noisy patterns. A compromise thus has to be found between the advantage of using a large number of models, in order to smooth biases and unrealistic patterns, or selecting the most realistic models, with the advantage of using a small number of models in the averaging procedure, but with the possible inconvenience of getting spurious biases.

Different criteria have been used for selecting the best models included in the multi-model ensemble used for climatic studies. The most common parameter is the average annual variability in the surface mean temperature of the grid points of the region under study. Besides, (Knutti et al., 2006) used the seasonal cycle in surface temperature represented by seasonal amplitude in temperature calculated as summer June–August (JJA) minus winter December–February (DJF) temperature. This criterion is more informative than the annual variability in the mean temperature since the amplitude of the seasonal variability is an important criterion characterizing the validity of a climate model. In the present work we used a much more informative criterion which is formed of the monthly temperature cycle represented by a 12 component vector, each component representing the average monthly temperature of the year we consider. This new criterion allows taking account the amplitude and the phase of seasonal variability while the (Knutti et al., 2006) criterion takes only into account the amplitude of the seasonal variability. More generally, (Sylla et al., 2019) extensively discussed the possible differences among the different indices aiming at characterizing the upwelling and the need to use several of them to have a complete understanding of this coastal phenomenon. This conclusion is probably general to any physical process of the climate system. In the present study, the model selection is only based on one signature of the SMUS. Ongoing studies in our group investigate the possibility of merging several indices such as SST, wind intensity and direction, ocean currents,... This approach could also allow a selection of models based on the representation of several distinct regional processes.

Different applications of the multi-model selection strategy proposed in the present study can be envisaged. Firstly, from a purely modeling point of view, the projection of the models on the

SOM (or ZSOM) and the results of the HAC yield a very enlightening description of a given model behavior in terms of region-clusters of the area under study. In our view, such a procedure could advantageously be used by individual modeling groups to identify, analyze and therefore hopefully reduce their model biases in a targeted region. Secondly, from a physical point of view, an identified Model-group can be used to analyze the targeted region (here the SMUS) in term of processes with the advantages of the multi-model mean in which the constituting models have been selected from objective criteria. Such an application has been briefly illustrated by showing how the selected Model-group represents an important additional characteristic of the SMUS, not used for the selection, namely the Ekman pumping. Promising reduction of biases of the full multi-model mean ensemble has been identified, opening perspectives for process studies based on this sub-ensemble of the CMIP5 database. A third application of the selection lies in the prediction of the future climate. Here, we have shown that selected multi-model ensembles may provide a more precise description of the future behavior of the SMUS. It may nevertheless be important to note that these conclusions are based on the assumption that the CMIP5 models which have been selected according to their present-day characteristics, are the most reliable in terms of future projections, which can be questioned and refined (Lutz et al., 2016; Reifen and Toumi, 2009).

As discussed in the introduction, “model democracy”, suggesting that all models should be equally considered in multi-model ensemble is now strongly questioned (Knutti et al., 2017). The present study proposes a promising way to improve the quality of multi-model ensemble in terms of model selection. Deep advances in the field of multi-model analysis and selection can be expected from the emerging topic of climate informatics (Monteleoni et al., 2013) as it has been shown through the present study. Artificial intelligence and machine learning may indeed provide efficient tools to progress in making the best out of the extraordinary but imperfect tools that are the climate models and the multi-model intercomparison efforts.

Acknowledgments

NOAA_ERSST_V3b data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. The research leading to these results has received funding from the NERC/DFID Future Climate for Africa program under the SCUS-2050 project, emanating from AMMA-2050 project, grant number NE/M019969/1. The authors also

acknowledge support from the Laboratoire Mixte International ECLAIRS2, supported by the french Institut de Recherche pour le Développement. To analyze the CMIP5 data, this study benefited from the IPSL Prodiguer-Ciclad facility which is supported by CNRS, UPMC, Labex L-IPSL which is funded by the ANR (Grant #ANR-10-LABX-0018) and by the European FP7 IS-ENES2 project (Grant #312979)

Code and Data availability: The model output used for this study is freely available on the ESGF database for example following this url: <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip5-ipsl/>. The SST data were downloaded from <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v3.html> and the winds data here: <https://podaac.jpl.nasa.gov>. The code developed for the core computations of this study can be found under: 10.5281/zenodo.3476724. This code allows reproducing Fig. 2, 3, 6, 7 and 8.

Author contribution: JM initially proposed the idea, ST and MC translated it in terms of methodology and coordinated the method development, CS and CM developed the code and produced the figure, CS, CM, MC, ST all contributed to the statistical analysis. AS provided the initial definition of the upwelling index and performed the analysis under climate change that appears in section 5. JM and MC prepared the manuscript with contributions from all the authors.

APPENDIX

Model-group 1	Model-group 2	Model-group 3	Model-group 4
ACCESS1-0 ACCESS1-3 CESM1-CAM5 CESM1-CAM5-1-FV2 CESM1-WACCM HadCM3 MIROC-ESM MIROC-ESM-CHEM MIROC5 NorESM1-M NorESM1-ME	bcc-csm1-1 bcc-csm1-1-m BNU-ESM CCSM4 CESM1-BGC CESM1-FASTCHEM GFDL-CM2p1 GFDL-ESM2G GFDL-ESM2M MPI-ESM-LR MPI-ESM-MR MPI-ESM-P	FGOALS-g2 GISS-E2-H GISS-E2-H-CC GISS-E2-R GISS-E2-R-CC inmcm4 IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-MR IPSL-CM5B-LR MRI-CGCM3 MRI-ESM1	CanCM4 CanESM2 CMCC-CESM CMCC-CM CMCC-CMS CNRM-CM5 CNRM-CM5-2 CSIRO-Mk3-6-0 FGOALS-s2 GFDL-CM3 HadGEM2-AO HadGEM2-CC HadGEM2-ES

ZModel-group 1	ZModel-group 2	ZModel-group 3	ZModel-group 4
ACCESS1-0 bcc-csm1-1-m CCSM4 CESM1-BGC CESM1-CAM5 CESM1-CAM5-1-FV2 CESM1-FASTCHEM CESM1-WACCM GISS-E2-H GISS-E2-H-CC GISS-E2-R GISS-E2-R-CC HadCM3 inmcm4 IPSL-CM5B-LR MIROC5 MPI-ESM-LR MPI-ESM-MR MPI-ESM-P	CMCC-CMS CNRM-CM5 CNRM-CM5-2 FGOALS-s2 GFDL-CM3	BNU-ESM CanCM4 CanESM2 CMCC-CM FGOALS-g2 IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-MR MRI-CGCM3 NorESM1-M NorESM1-ME	ACCESS1-3 bcc-csm1-1 CSIRO-Mk3-6-0 HadGEM2-AO HadGEM2-CC HadGEM2-ES MIROC-ESM MIROC-ESM-CHEM MRI-ESM1
			ZModel-group 5
			CMCC-CESM GFDL-CM2p1 GFDL-ESM2G GFDL-ESM2M

Table A1: Composition of the different Model-groups identified in the main text. In bold, we show the CMIP5 models which belong to Model-group 4 and ZModel-group 2. We note that all the models belonging to Zmodel-group 2 also belong to Model-group 4.

REFERENCES

- Borodina, A., Fischer, E. M. and Knutti, R.: Emergent constraints in climate projections: A case study of changes in high-latitude temperature variability, *J. Clim.*, 30(10), 3655–3670, doi:10.1175/JCLI-D-16-0662.1, 2017.
- Capet, X., Estrade, P., Machu, E., Ndoye, S., Grelet, J., Lazar, A., Marié, L., Dausse, D., Brehmer, P., Capet, X., Estrade, P., Machu, E., Ndoye, S., Grelet, J., Lazar, A., Marié, L., Dausse, D. and Brehmer, P.: On the Dynamics of the Southern Senegal Upwelling Center: Observed Variability from Synoptic to Superinertial Scales, *J. Phys. Oceanogr.*, 47(1), 155–180, doi:10.1175/JPO-D-15-0247.1, 2017.
- Cox, P. M., Pearson, D., Booth, B. B., Friedlingstein, P., Huntingford, C., Jones, C. D. and Luke, C. M.: Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability, *Nature*, 494(7437), 341–344, doi:10.1038/nature11882, 2013.
- Cropper, T. E., Hanna, E. and Bigg, G. R.: Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981-2012, *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 86, 94–111, doi:10.1016/j.dsr.2014.01.007, 2014.
- Deangelis, A. M., Qu, X., Zelinka, M. D. and Hall, A.: An observational radiative constraint on hydrologic cycle intensification, *Nature*, 528(7581), 249–253, doi:10.1038/nature15770, 2015.
- Demarcq, H. and Faure, V.: Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite SST. Application to *Octopus vulgaris* recruitment, *Oceanol. Acta*, 23(4), 391–408, doi:10.1016/S0399-1784(00)01113-0, 2000.
- Farikou, O., Sawadogo, S., Niang, A., Diouf, D., Brajard, J., Mejia, C., Dandonneau, Y., Gasc, G., Crepon, M. and Thiria, S.: Inferring the seasonal evolution of phytoplankton groups in the Senegalo-Mauritanian upwelling region from satellite ocean-color spectral measurements, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 120(9), 6581–6601, doi:10.1002/2015JC010738, 2015.
- Fasullo, J. T. and Trenberth, K. E.: A less cloudy future: The role of subtropical subsidence in climate sensitivity, *Science* (80-.), 338(6108), 792–794, doi:10.1126/science.1227465, 2012.
- Faye, S., Lazar, A., Sow, B. A. and Gaye, A. T.: A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the Atlantic North-eastern Tropical Upwelling System, *Front.*

- 619 Phys., 3(September), 1–20, doi:10.3389/fphy.2015.00076, 2015.
- 620 Gao, Y., Lu, J. and Leung, L. R.: Uncertainties in projecting future changes in atmospheric rivers
621 and their impacts on heavy precipitation over Europe, J. Clim., 29(18), 6711–6726,
622 doi:10.1175/JCLI-D-16-0088.1, 2016.
- 623 Gleckler, P. J., Taylor, K. E. and Doutriaux, C.: Performance metrics for climate models, J.
624 Geophys. Res. Atmos., 113(6), D06104, doi:10.1029/2007JD008972, 2008.
- 625 Gordon, N. D., Jonko, A. K., Forster, P. M. and Shell, K. M.: An observationally based constraint
626 on the water-vapor feedback, J. Geophys. Res. Atmos., 118(22), 12435–12443,
627 doi:10.1002/2013JD020184, 2013.
- 628 Hewitson, B. C. and Crane, R. G.: Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology,
629 Clim. Res., 22(1), 13–26, doi:10.3354/cr022013, 2002.
- 630 Huber, M. and Knutti, R.: Anthropogenic and natural warming inferred from changes in Earth’s
631 energy balance, Nat. Geosci., 5(1), 31–36, doi:10.1038/ngeo1327, 2012.
- 632 Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L. and Bograd, S. J.: Coastal Upwelling Revisited:
633 Ekman, Bakun, and Improved Upwelling Indices for the U.S. West Coast, J. Geophys. Res.
634 Ocean., 1–19, doi:10.1029/2018JC014187, 2018.
- 635 Jain, A. K. and Dubes, R. C.: Algorithms for clustering data, Prentice Hall Advanced Reference
636 Serie, Englewood. Cliffs., 1998.
- 637 Jouini, M., Lévy, M., Crépon, M. and Thiria, S.: Reconstruction of satellite chlorophyll images
638 under heavy cloud coverage using a neural classification method, Remote Sens. Environ., 131,
639 232–246, doi:10.1016/j.rse.2012.11.025, 2013.
- 640 Jouini, M., Béranger, K., Arsouze, T., Beuvier, J., Thiria, S., Crépon, M. and Taupier-Letage, I.:
641 The Sicily Channel surface circulation revisited using a neural clustering analysis of a high-
642 resolution simulation, J. Geophys. Res. Ocean., 121(7), 4545–4567, doi:10.1002/2015JC011472,
643 2016.
- 644 Knutti, R., Meehl, G. A., Allen, M. R. and Stainforth, D. A.: Constraining climate sensitivity
645 from the seasonal cycle in surface temperature, J. Clim., 19(17), 4224–4233,

- doi:10.1175/JCLI3865.1, 2006.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., Meehl, G. A., Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J. and Meehl, G. A.: Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models, *J. Clim.*, 23(10), 2739–2758, doi:10.1175/2009JCLI3361.1, 2010.
- Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B. M., Lorenz, R., Fischer, E. M. and Eyring, V.: A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence, *Geophys. Res. Lett.*, 44(4), 1909–1918, doi:10.1002/2016GL072012, 2017.
- Kohonen, T.: Essentials of the self-organizing map, *Neural Networks*, 37, 52–65, doi:10.1016/j.neunet.2012.09.018, 2013.
- Kounta, L., Capet, X., Jouanno, J., Kolodziejczyk, N., Sow, B. and Gaye, A. T.: A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical North Atlantic – Part 1: the poleward slope currents along West Africa, *Ocean Sci.*, 14(5), 971–997, doi:10.5194/os-14-971-2018, 2018.
- Lambert, S. M. and Boer, G. J.: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models, *Clim. Dyn.*, 17, 83–106, 2001.
- Liu, Y., Weisberg, R. H. and Mooers, C. N. K.: Performance evaluation of the self-organizing map for feature extraction, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 111(5), C05018, doi:10.1029/2005JC003117, 2006.
- Loeb, N. G., Wang, H., Cheng, A., Kato, S., Fasullo, J. T., Xu, K.-M. and Allan, R. P.: Observational constraints on atmospheric and oceanic cross-equatorial heat transports: revisiting the precipitation asymmetry problem in climate models, *Clim. Dyn.*, 46(9–10), 3239–3257, doi:10.1007/s00382-015-2766-z, 2015.
- Lutz, A. F., ter Maat, H. W., Biemans, H., Shrestha, A. B., Wester, P. and Immerzeel, W. W.: Selecting representative climate models for climate change impact studies: an advanced envelope-based selection approach, *Int. J. Climatol.*, 36(12), 3988–4005, doi:10.1002/joc.4608, 2016.
- Masson, D. and Knutti, R.: Climate model genealogy, *Geophys. Res. Lett.*, 38(8), doi:10.1029/2011GL046864, 2011.

- 674 Monteleoni, C., Schmidt, G., Alexander, F., Niculescu-Mizil, A., Steinhäuser, K., Tippet, M.,
 675 Banerjee, A., Blumenthal, M., Ganguly, A., Smerdon, J. and Tedesco, M.: Climate Informatics,
 676 in Computational Intelligent Data Analysis for Sustainable Development, pp. 81–126., 2013.
- 677 Ndoye, S., Capet, X., Estrade, P., Sow, B. A., Dagorne, D., Lazar, A., Gaye, A. T. and Brehmer,
 678 P.: SST patterns and dynamics of the southern Senegal-Gambia upwelling center, *J. Geophys.*
 679 *Res. Ocean.*, 119(12), 8315–8335, doi:10.1002/2014JC010242, 2014.
- 680 O’Gorman, P. A., Allan, R. P., Byrne, M. P. and Previdi, M.: Energetic Constraints on
 681 Precipitation Under Climate Change, *Surv. Geophys.*, 33(3–4), 585–608, doi:10.1007/s10712-
 682 011-9159-6, 2012.
- 683 Phillips, T. J. and Gleckler, P. J.: Evaluation of continental precipitation in 20th century climate
 684 simulations: The utility of multimodel statistics, *Water Resour. Res.*, 42(3),
 685 doi:10.1029/2005WR004313, 2006.
- 686 Pincus, R., Batstone, C. P., Patrick Hofmann, R. J., Taylor, K. E. and Glecker, P. J.: Evaluating
 687 the present-day simulation of clouds, precipitation, and radiation in climate models, *J. Geophys.*
 688 *Res. Atmos.*, 113(14), doi:10.1029/2007JD009334, 2008.
- 689 Reichler, T. and Kim, J.: How well do coupled models simulate today’s climate?, *Bull. Am.*
 690 *Meteorol. Soc.*, 89(3), 303–311, doi:10.1175/BAMS-89-3-303, 2008.
- 691 Reifen, C. and Toumi, R.: Climate projections: Past performance no guarantee of future skill?,
 692 *Geophys. Res. Lett.*, 36(13), 1–5, doi:10.1029/2009GL038082, 2009.
- 693 Reusch, D. B., Alley, R. B. and Hewitson, B. C.: North Atlantic climate variability from a self-
 694 organizing map perspective, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112(2), D02104,
 695 doi:10.1029/2006JD007460, 2007.
- 696 Richardson, A. J., Risi En, C. and Shillington, F. A.: Using self-organizing maps to identify
 697 patterns in satellite imagery, in *Progress in Oceanography*, vol. 59, pp. 223–239, Pergamon.,
 698 2003.
- 699 Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Black, B. A. and Bograd,
 700 S. J.: Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean’s eastern
 701 boundary currents through the 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, 42(15), 6424–6431,

- doi:10.1002/2015GL064694, 2015.
- Santer, B. D., Taylor, K. E., Gleckler, P. J., Bonfils, C., Barnett, T. P., Pierce, D. W., Wigley, T. M. L., Mears, C., Wentz, F. J., Bruggemann, W., Gillett, N. P., Klein, S. A., Solomon, S., Stott, P. A. and Wehner, M. F.: Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 106(35), 14778–14783, doi:10.1073/pnas.0901736106, 2009.
- Sawadogo, S., Brajard, J., Niang, A., Lathuiliere, C., Crépon, M. and Thiria, S.: Analysis of the Senegalo-Mauritanian upwelling by processing satellite remote sensing observations with topological maps., in *Proceedings of the International Joint Conference on Neural Networks*, pp. 2826–2832, IEEE., 2009.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C. and Lawrimore, J.: Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006), *J. Clim.*, 21(10), 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1, 2008.
- Son, S. W., Gerber, E. P., Perlwitz, J., Polvani, L. M., Gillett, N. P., Seo, K. H., Eyring, V., Shepherd, T. G., Waugh, D., Akiyoshi, H., Austin, J., Baumgaertner, A., Bekki, S., Braesicke, P., Brühl, C., Butchart, N., Chipperfield, M. P., Cugnet, D., Dameris, M., Dhomse, S., Frith, S., Garny, H., Garcia, R., Hardiman, S. C., Jöckel, P., Lamarque, J. F., Mancini, E., Marchand, M., Michou, M., Nakamura, T., Morgenstern, O., Pitari, G., Plummer, D. A., Pyle, J., Rozanov, E., Scinocca, J. F., Shibata, K., Smale, D., Teyssdre, H., Tian, W. and Yamashita, Y.: Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 115(19), D00M07, doi:10.1029/2010JD014271, 2010.
- Stegehuis, A. I., Vautard, R., Ciais, P., Teuling, A. J., Jung, M. and Yiou, P.: Summer temperatures in Europe and land heat fluxes in observation-based data and regional climate model simulations, *Clim. Dyn.*, 41(2), 455–477, doi:10.1007/s00382-012-1559-x, 2013.
- Sylla, A., Mignot, J., Capet, X. and Gaye, A. T.: Weakening of the Senegalo–Mauritanian upwelling system under climate change, *Clim. Dyn.*, 1–27, doi:10.1007/s00382-019-04797-y, 2019.
- Tan, I., Storelvmo, T. and Zelinka, M. D.: Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity, *Science* (80-.), 352(6282), 224–227,

- 731 doi:10.1126/science.aad5300, 2016.
- 732 Taylor, K. E., Stouffer, R. J. and Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the Experiment
733 Design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93(4), 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012.
- 734 Tebaldi, C. and Knutti, R.: The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate
735 projections, *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 365(1857), 2053–2075,
736 doi:10.1098/rsta.2007.2076, 2007.
- 737 Wang, D., Gouhier, T. C., Menge, B. A. and Ganguly, A. R.: Intensification and spatial
738 homogenization of coastal upwelling under climate change, *Nature*, 518(7539), 390–394,
739 doi:10.1038/nature14235, 2015.
- 740 Wenzel, S., Cox, P. M., Eyring, V. and Friedlingstein, P.: Emergent constraints on climate-
741 carbon cycle feedbacks in the CMIP5 Earth system models, *J. Geophys. Res. Biogeosciences*,
742 119(5), 794–807, doi:10.1002/2013JG002591, 2014.
- 743 Wenzel, S., Eyring, V., Gerber, E. P. and Karpechko, A. Y.: Constraining future summer austral
744 jet stream positions in the CMIP5 ensemble by process-oriented multiple diagnostic regression, *J.*
745 *Clim.*, 29(2), 673–687, doi:10.1175/JCLI-D-15-0412.1, 2016.
- 746
- 747

nb	Model Acronym	nb	Model Acronym
1	bcc-csm1-1	25	HadGEM2-ES
2	bcc-csm1-1-m	26	MPI-ESM-LR
3	BNU-ESM	27	MPI-ESM-MR
4	CanCM4	28	MPI-ESM-P
5	CanESM2	29	MRI-CGCM3
6	CMCC-CESM	30	MRI-ESM1
7	CMCC-CM	31	GISS-E2-H
8	CMCC-CMS	32	GISS-E2-H-CC
9	CNRM-CM5	33	GISS-E2-R
10	CNRM-CM5-2	34	GISS-E2-R-CC
11	ACCESS1-0	35	CCSM4
12	ACCESS1-3	36	NorESM1-M
13	CSIRO-Mk3-6-0	37	NorESM1-ME
14	inmcm4	38	HadGEM2-AO
15	IPSL-CM5A-LR	39	GFDL-CM2p1
16	IPSL-CM5A-MR	40	GFDL-CM3
17	IPSL-CM5B-LR	41	GFDL-ESM2G
18	FGOALS-g2	42	GFDL-ESM2M
19	FGOALS-s2	43	CESM1-BGC
20	MIROC-ESM	44	CESM1-CAM5
21	MIROC-ESM-CHEM	45	CESM1-CAM5-1-FV2
22	MIROC5	46	CESM1-FASTCHEM
23	HadCM3	47	CESM1-WACCM
24	HadGEM2-CC		

748
749 Table 1: List of the CMIP5 models used for the comparison. The reader is referred to the CMIP5
750 documentation for more information on each of them. Here, each configuration is furthermore
751 given a number, for easier identification in subsequent figures.
752

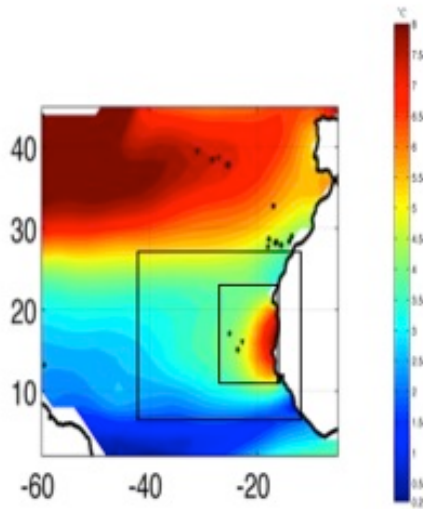


Figure 1: Amplitude of the SST seasonal cycle in the western tropical north Atlantic. SST data are from the ERSSTv3b data set averaged between 1975 and 2005. The two black boxes show the extended and zoomed regions respectively over which the statistical classifications were performed (see text for details).

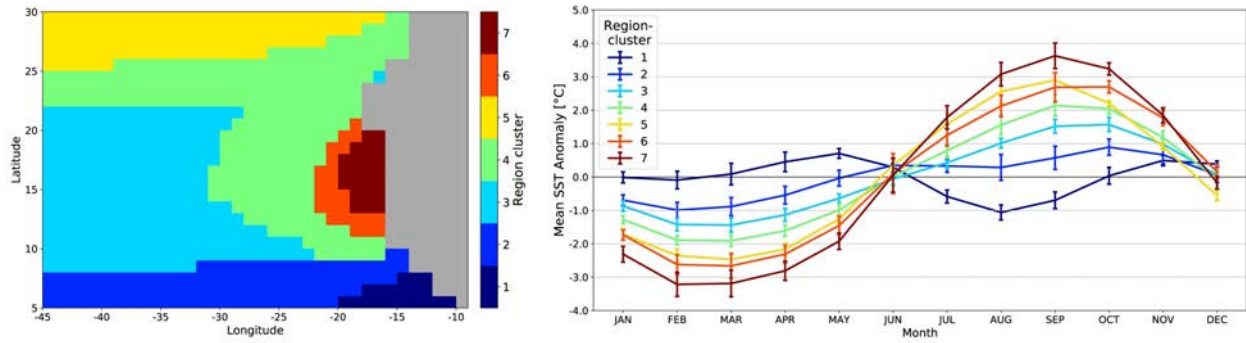


Figure 2: Left panel: Region-clusters associated with the SOM-clusters obtained after a HAC on a 30x4 neuron SOM learned on ERSSTv3b observations in the extended zone (see text for details). Right Panel: Ensemble-mean climatological SST cycles for the grid points of the seven Region-clusters. The error bars show the standard deviation of this ensemble mean.

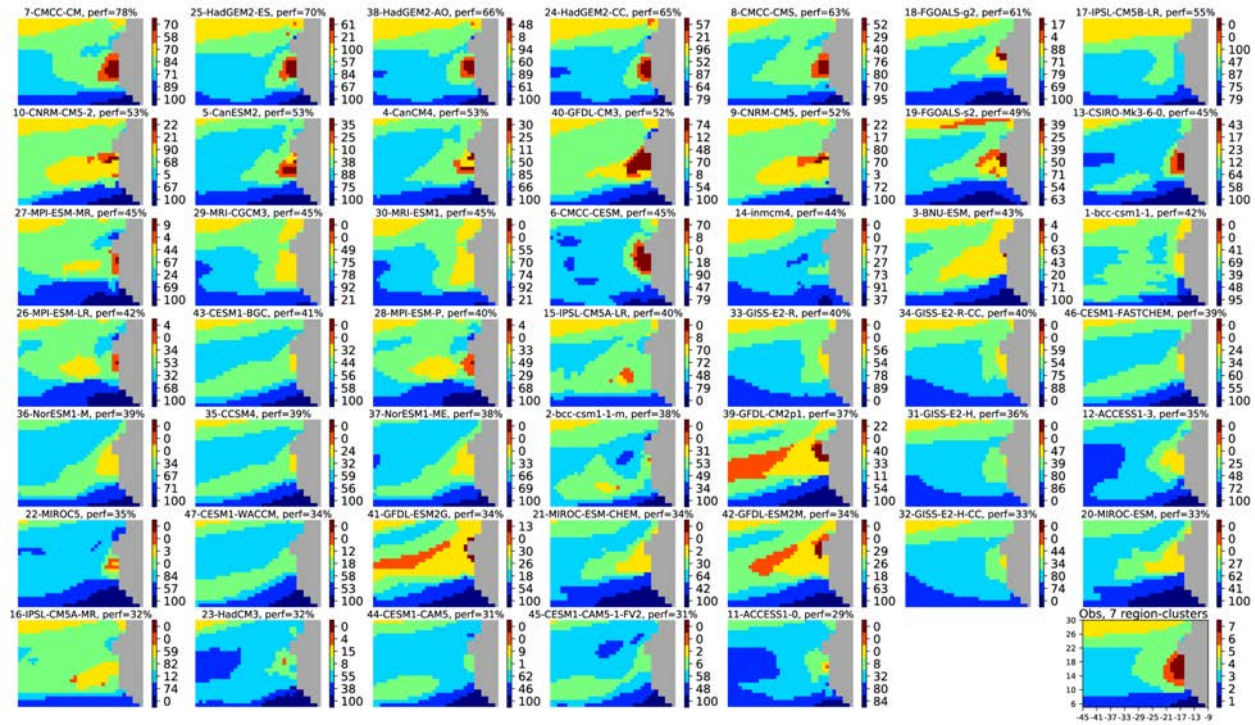


Figure 3: Projection of the 47 climate models of the CMIP5 database onto the SOM learned with ERSSTv3b climatology in the extended zone (see Fig. 1). On top of each panel, we figure: the number referencing the model, its name (Table 1), and its skill given as a mean percentage (see text). The models are ordered according to their skill in decreasing order. The 7 Region-clusters (or SOM-clusters) are defined by applying an HAC to the SOM output learned with the observation field. They are represented by different colors. The numbers in the colorbar at the right of each panel represent the skill for each Region-cluster. The observation field is shown in the bottom right panel and the numbers in front of the colorbar reference the Region-cluster.

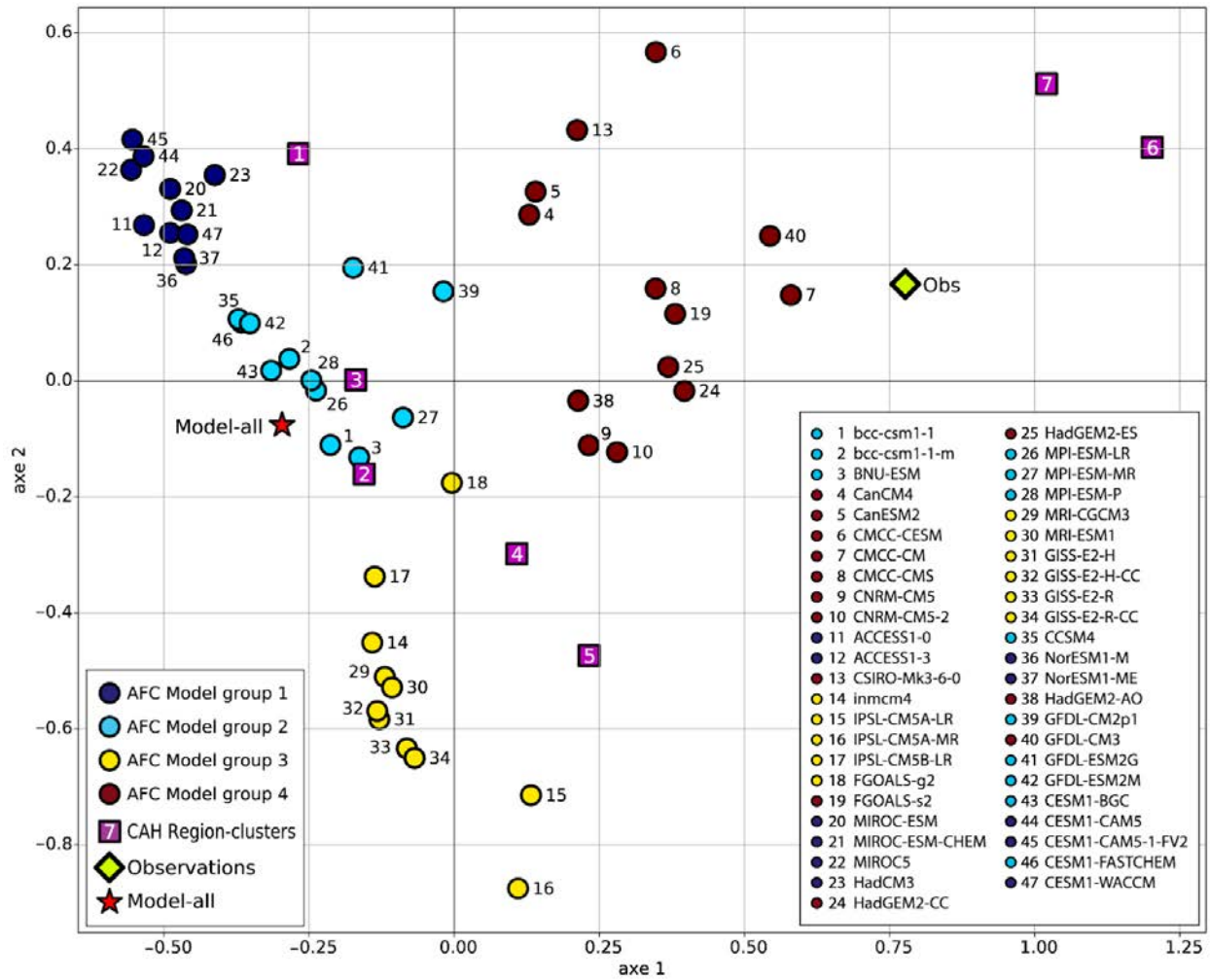


Figure 4: Projection of the CMIP5 models (colored circles) and the observation field (green diamond) defined by their cluster skill vectors on the first two axis of the MCA. The seven region-clusters of the observation field are represented by purple squares. The colours of the circles denote the four groups of models obtained after an HAC was performed on the seven MCA components of the models. The projection of the full multi-model mean (47 models) is represented by a red star.

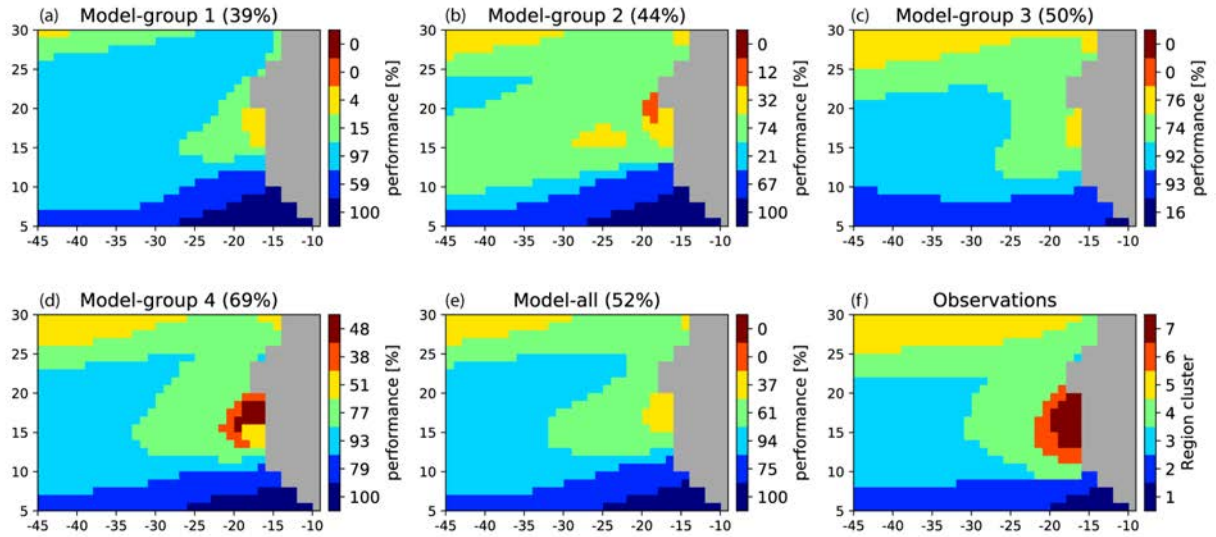


Figure 5: (a)-(d): Projection of the multi-model ensembles (Model-group) onto the SOM learned with ERSSTv3b climatology in the extended zone. Multi-model ensemble performances are obtained by averaging the skill of the models forming each group. The performances are given on top of each panel. The Region-clusters determined by processing the observations in the extended area and their associated colors are given in the bottom right panel. The colorbars at the right of each multi-ensemble panel represent the skill (in %) associated with each Region-cluster. Panel (e) shows the same for the full multi-model ensemble. Panel (f) reproduces the Region-clusters based on the observations also shown in Fig. 2.

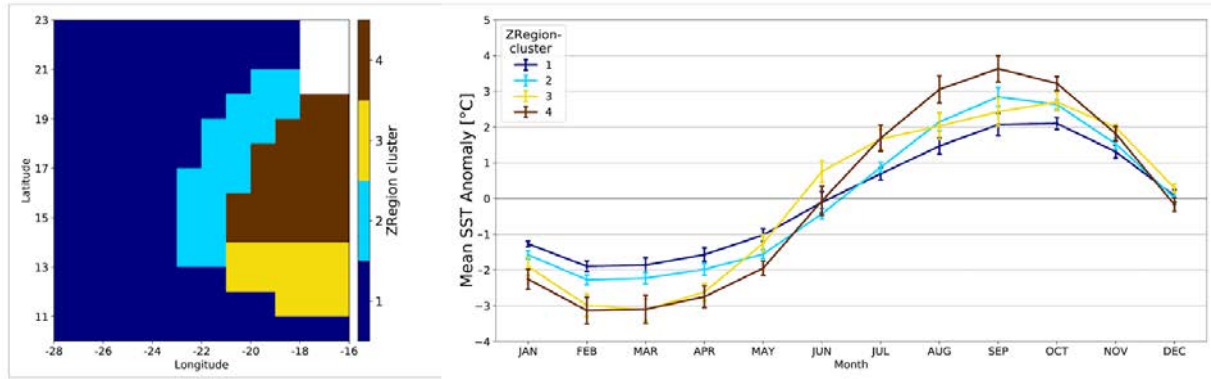


Figure 6: Left panel: ZRegion-clusters associated with the ZSOM-clusters obtained after a HAC on a 10x12 neuron SOM learned on ERSSTv3b observations in the zoomed zone (see text for details). Right Panel: Ensemble-mean climatological SST cycles for the grid points of the four ZRegion-clusters. The error bars show the standard deviation of this ensemble mean.

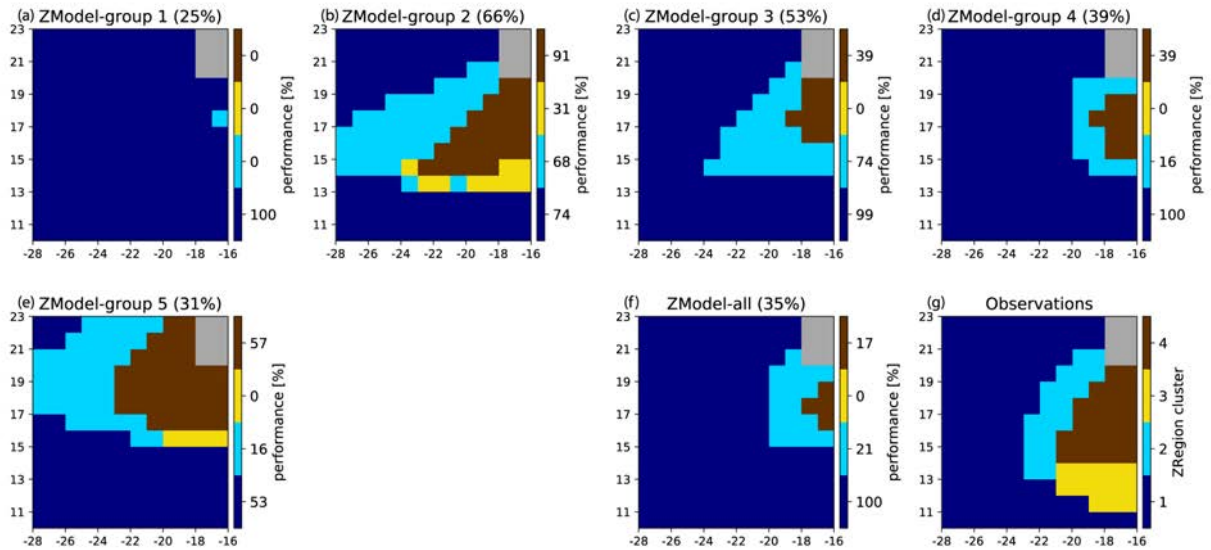
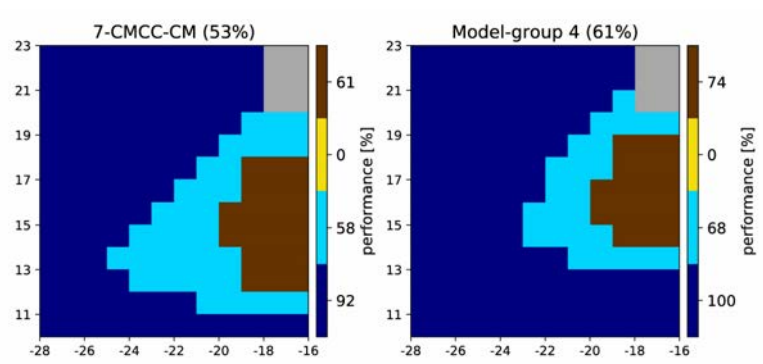


Figure 7: (a)-(e): Projection of the multi-model ensembles (ZModel-groups) onto the ZSOM. The performances are given on top of each panel. The ZRegion-clusters determined by processing the observations in the zoomed region and their associated colors are given in the bottom right panel. The colorbars at the right of each multi-ensemble panel represent the skill (in %) associated with each ZRegion-cluster. Panel (f) shows the same for the full multi-model ensemble. Panel (g) reproduces the Region-clusters based on the observations also shown in Fig. 6.



812

813 Figure 8 : Same as Fig. 7 but for the individual model CMCC-CM (model 7) (left) and the
 814 Model-group 4 (right).
 815

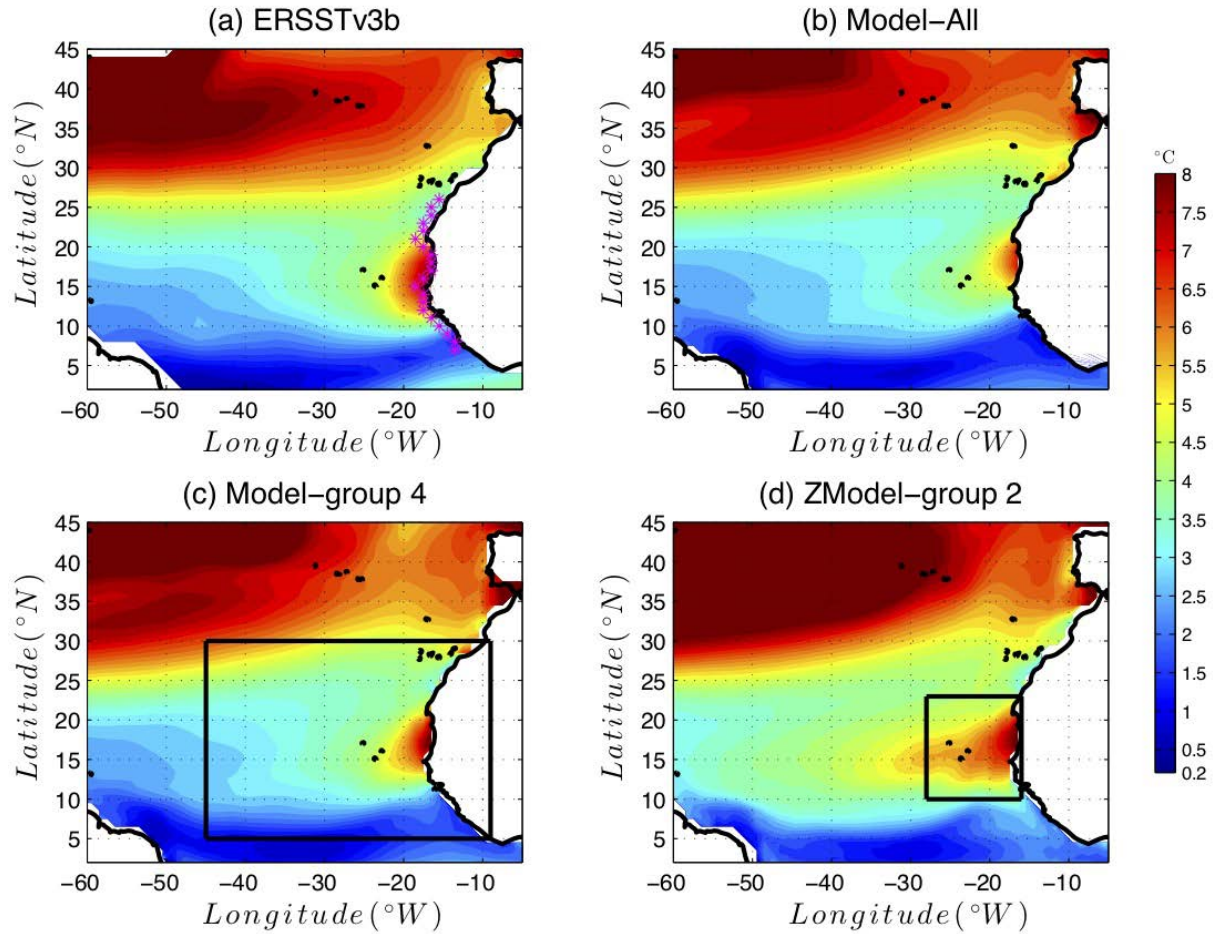


Figure 9: Amplitude of the SST seasonal cycle in the (a) ERSSTv3b Observations (b) Model-All, (c) Model-group 4 (best Model-group for the extended area, figured out by the black rectangular box) and (d) ZModel-group 2 (best Model-group for the reduced area, figured out by the small black rectangular box). The SST seasonal cycle is computed over the period 1985-2005

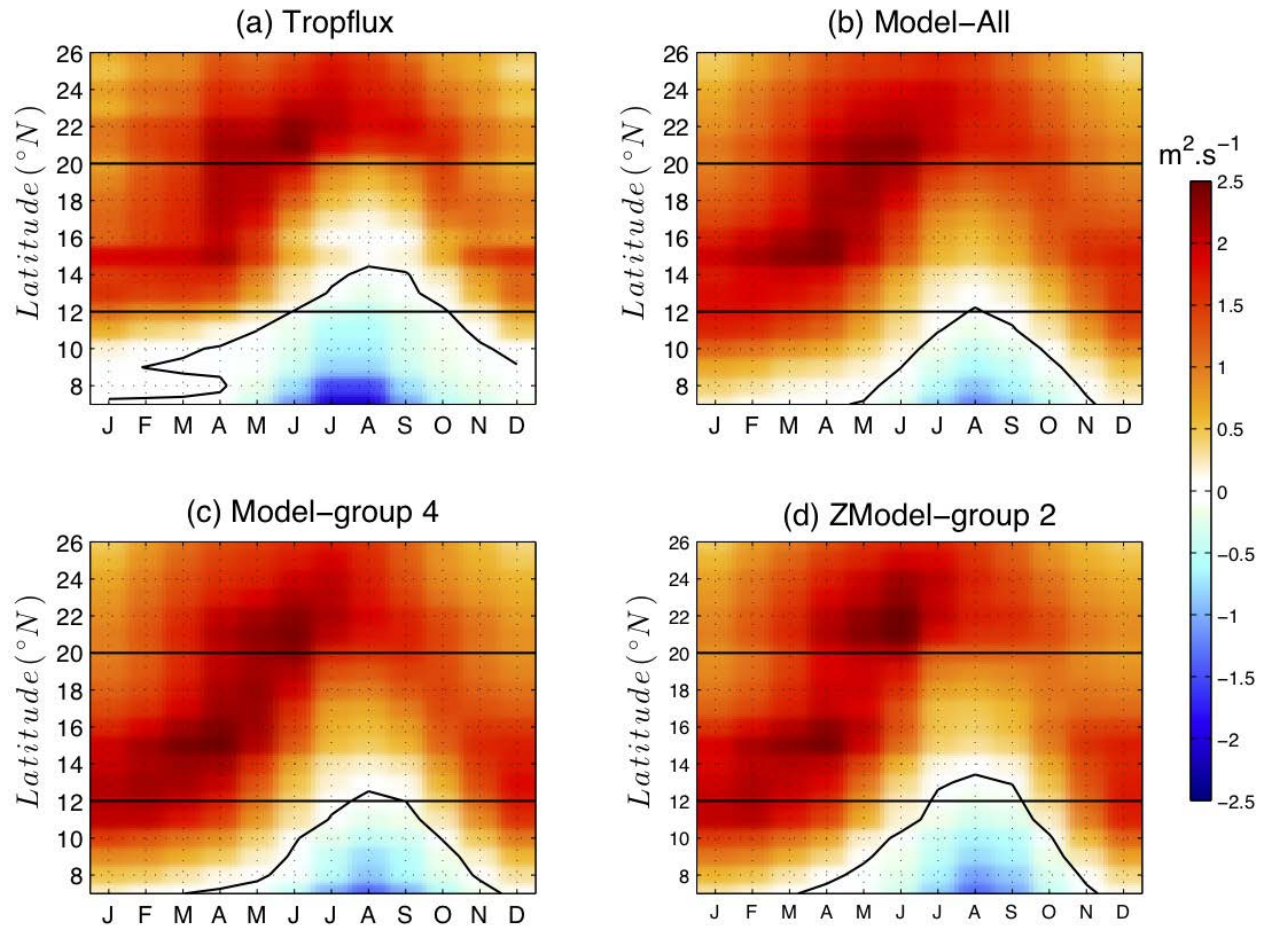


Figure 10: Latitude-time plot of depth integrated Ekman transport computed over the grid point located along the coast (magenta stars in Fig. 9.a). The time axis shows climatological months over the period 1985-2005. Positive (negative) values correspond to upwelling (downwelling) conditions. Panel (a) stands for TropFlux data set (see Praveen Kumar et al. (2013) (b) Model-All, (c) Model-group 4 and (d) ZModel-group 2. On each panel, the black contour shows the contour zero. The horizontal dashed lines are positioned at 12°N and 20°N and give a rough limitation of the senegalo-mauritanian upwelling region.

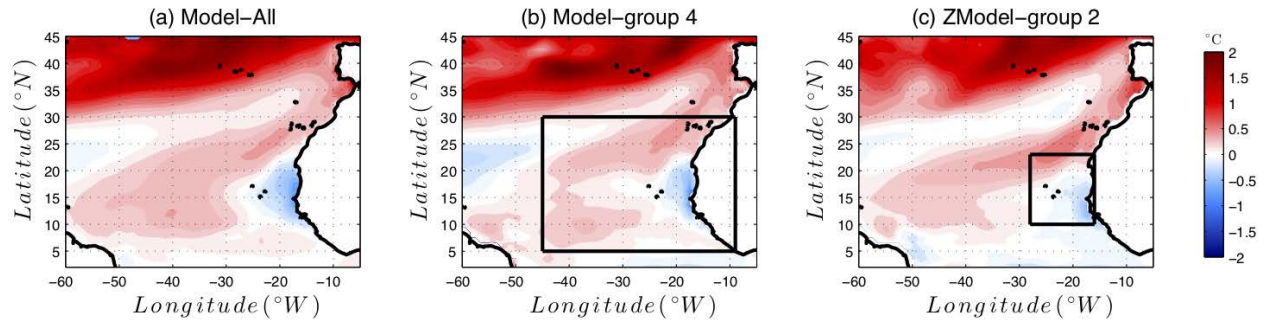
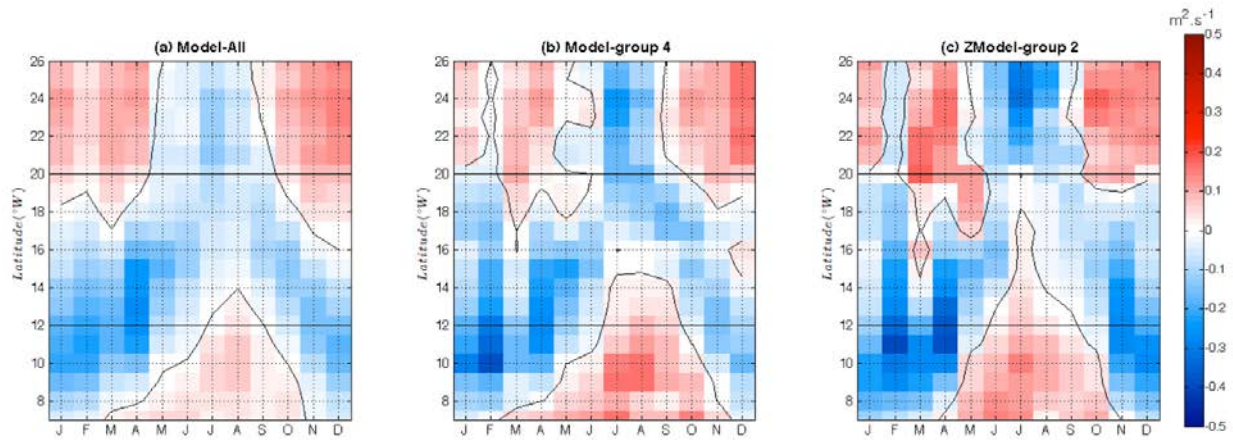


Figure 11: Evolution of the amplitude of the SST seasonal cycle at the end of the 21st century. The figure shows the difference between the seasonal cycle amplitude averaged over the period [2080-2100] following the RCP8.5 scenario and the amplitude averaged over the period [1985-2005] in the historical simulations. A positive value (red) means that the seasonal cycle is more marked over the period 2080-2100.



840
 841 Figure 12: Latitude-time diagram of the seasonal shift of the meridional component of the wind-
 842 stress with respect to the present days. For each month and at each latitude, we show the
 843 meridional wind stress shift with respect to the present days averaged over the period [2080-
 844 2100]. Positive values (red) means that the wind stress shift is southward and is thus favorable to
 845 upwelling. Panel (a) stands for Model-All, (b) Model-group 4 and (c) ZModel-group 2.
 846

Bibliographie

- Albert, A., Echevin, V., Lévy, M., and Aumont, O. (2010). Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the peru upwelling system,. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C12):C12033.
- Arfi, R. (1987). Variabilité interannuelle de l'hydrologie d'une région d'upwelling (bouée bayadère, cap blanc, mauritanie). *Oceanol. Acta*, 10(2):151–159.
- Arístegui, J., Alvarez-Salgado, X., Barton, E., Figueiras, F. G., Hernandez-Leon, S., Roy, C., and Santos, A. a. (2006). Oceanography and fisheries of the canary current/iberian region of the eastern north atlantic (18a, e). *edited by Allan R. Robinson and Kenneth H. Brink ISBN 0-674- ©2004 by the President and Fellows of Harvard College*, 14.
- Arístegui, J., Barton, E. D., Álvarez-Salgado, X. A., Santos, A. M. P., Figueiras, F. G., Kifani, S., Hernández-León, S., Mason, E., Machú, E., and Demarcq, H. (2009). Sub-regional ecosystem variability in the canary current upwelling. *Progress in Oceanography*, 83(1-4):33–48.
- Arístegui, J., Barton, E. D., Tett, P., Montero, M. F., García-Muñoz, M., Basterretxea, G., Cussatlegras, A.-S., Ojeda, A., and de Armas, D. (2004). Variability in plankton community structure, metabolism, and vertical carbon fluxes along an upwelling filament (cape juby, nw africa). *Progress in Oceanography*, 62(2):95 – 113. The Canary Islands Coastal Transition Zone - Upwelling, Eddies and Filaments.
- Bakun, A. (1990). Coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939):198–201.
- Bakun, A., Field, D., Rodriguez, R., and Weeks, S. J. (2010). Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems. *Global Change Biology*, 16(4):1213–1228.

- Bakun, A. and Nelson, C. S. (1991). The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21(12):1815–1834.
- Barton, E., Arístegui, J., Tett, P., Canton, M., Garcia-Braun, J., Hernandez-Leon, S., Nykjær, L., Almeida, C., Almunia, J., Ballesteros, S., Basterretxea, G., Escanez, J., Garcia-Weill, L., A., H.-G., Lopez-Laatzén, F., Molina, R., Montero, M., Navarro-Perez, E., Rrodriguez, J. M., Van Lenning, K., Velez, H., and Wild, K. (1998). Offshore ekman transport and ekman pumping off peru during the 1997-1998 el niño. *Progress in Oceanography*, 41(4):455–504.
- Barton, E., Field, D., and Roy, C. (2013). Canary current upwelling: More or less? *Progress in Oceanography*, 116:167–178.
- Behrenfeld, M., O’Malley, R., Siegel, D. A., McClain, C., Sarmiento, J., Feldman, G., Milligan, A., Falkowski, P., Letelier, R., and Boss, E. S. (2006). An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach – the case of the canary current upwelling system. *Nature*, 444:752–755.
- Belvéze, H. and Erzini, K. (1983). The influence of hydroclimatic factors on the availability of the sardine (*sardina pilchardus walbaum*) in the moroccan atlatic fishery, in proceedings of the expert consultation to examine changes in abundance and species composition of neritic fish resources, g. d. sharp and j. csirke, eds., fao fish. rep. no. 291, fao, rome, 285–327.
- Benazzouz, A., Mordane, S., Orbi, A., Chagdali, M., Hilmi, K., Atilah, A., Lluís Pelegrí, J., and Hervé, D. (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*, 81:38–54.
- Binet, D., Samb, B., Sidi, M. T., Levenez, J., and Servain, J. (1998). Sardine and other pelagic fisheries changes associated with multi-year trade wind increases in the south-

- ern canary current, in global versus local changes in upwelling systems, m. h. durand, p. cury, r. mendelssohn, c. roy, a. bakun and d. pauly. *eds., Editions ORSTOM, Paris, 211–233.*
- Bischoff, T. and Schneider, T. (2014). Energetic constraints on the position of the intertropical convergence zone. *Journal of Climate*, 27(13):4937–4951.
- Blanke, B. (2005). Modeling the structure and variability of the southern benguela upwelling using quikscat wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7).
- Blanton, J. O., Tenore, K. R., Castillejo, F., Atkinson, L. P., Schwing, F. B., and Lavin, A. (1987). The relationship of upwelling to mussel production in the rias on the western coast of spain. *Journal of Marine Research*, 45(2):497–511.
- Borges, M. F., Santos, A. M. P., Crato, N., Mendes, H., and Mota, B. (2003). Sardine regime shifts off portugal: A time series analysis of catches and wind conditions. *Scientia Marina*, (67):235–244.
- Boyce, D. G., Dowd, M., Lewis, M. R., and Worma, B. (2014). Estimating global chlorophyll changes over the past century. *Prog Oceanogr*, 122:163–173.
- Byrne, M. P., Pendergrass, A. G., Rapp, A. D., and Wodzicki, K. R. (2018). Response of the intertropical convergence zone to climate change: Location, width, and strength. *Current Climate Change Reports*, 4(4):355–370.
- Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., and Saba, V. (2018). Observed fingerprint of a weakening atlantic ocean overturning circulation. *Nature*, 556(7700):191–196.
- Capotondi, A., Alexander, M. A., Bond, N. A., Curchitser, E. N., and Scott, J. D. (2012). Enhanced upper ocean stratification with climate change in the cmip3 models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C4):n/a–n/a.

- Carr, M.-E. and Kearns, E. J. (2003). Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22-26):3199–3221.
- Carton, J. A. and Giese, B. S. (2008). A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (soda). *Monthly Weather Review*, 136(8):2999–3017.
- Cassou, C. and Guilyardi, E. (2007). Modes de variabilité et changement climatique : Synthèse du quatrième rapport d’évaluation du giec.
- Castaño-Tierno, A., Mohino, E., Rodríguez-Fonseca, B., and Losada, T. (2018). Revisiting the cmip5 thermocline in the equatorial pacific and atlantic oceans. *Geophysical Research Letters*, 45(23).
- Chavez, F. P. and Messié, M. (2009). A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83(1-4):80–96.
- Chavez, F. P., Messié, M., and Pennington, J. T. (2011). Marine primary production in relation to climate variability and change. *Annual Review of Marine Science*, 3(1):227–260.
- Chhak, K. and Di Lorenzo, E. (2007). Decadal variations in the california current upwelling cells. *Geophysical Research Letters*, 34(14).
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., and et al. (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28.
- Cropper, T. E., Hanna, E., and Bigg, G. R. (2014). Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off northwest africa, 1981–2012. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 86:94–111.

- Croquette, M. (2007). Contribution à l'étude de l'upwelling du pérou-chili. thèse de l'université de paul sabatier, 186 pp.
- de Boyer Montégut, C. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., and et al. (2011). The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- Dickson, R. R. and Brander, K. M. (1993). Effects of a changing windfield on cod stocks of the north atlantic. *Fisheries Oceanography*, 2(3-4):124–153.
- Doi, T., Tozuka, T., and Yamagata, T. (2009). Interannual variability of the guinea dome and its possible link with the atlantic meridional mode. *Climate Dynamics*, 33(7-8):985–998.
- Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D., and Mcgee, D. (2012). The relationship between itcz location and cross-equatorial atmospheric heat transport: From the seasonal cycle to the last glacial maximum. *Journal of Climate*, 26(11):3597–3618.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y., and Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from topex/poseidon and ers-1 and -2. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C8):19477–19498.
- Edwards, M., Beaugrand, G., Helaouët, P., Alheit, J., and Coombs, S. (2013). Marine ecosystem response to the atlantic multidecadal oscillation. *PLoS ONE*, 8(2):e57212.
- Emery, W. (2003). Water types and water masses. *OCEAN CIRCULATION/*.

- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., and Trimble, P. J. (2001). The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental u.s. *Geophysical Research Letters*, 28(10):2077–2080.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development (Online)*, 9(5).
- Faye, S., Lazar, A., Sow, B. A., and Gaye, A. T. (2015). A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the atlantic north-eastern tropical upwelling system. *Frontiers in Physics*, 3.
- Fennel, W., Junker, T., Schmidt, M., and Mohrholz, V. (2012). Response of the benguela upwelling systems to spatial variations in the wind stress. *Continental Shelf Research*, 45:65 – 77.
- Folland, C. K., Palmer, T. N., and Parker, D. E. (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, 320:602–607.
- Garreaud, R. and Muñoz, R. C. (2005). The low-level jet off the west coast of subtropical south america: Structure and variability. *Monthly Weather Review*, 133(8):2246–2261.
- Garzoli, S. L. and Gordon, A. L. (1996). Origins and variability of the benguela current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C1):897–906.
- Giannini, A., Saravannan, R., and Chang, P. (2003). Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302:1027–1030.
- Gill, A. Atmosphere-ocean dynamics. academic, san diego.
- Goldenberg, S. B. (2001). The recent increase in atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, 293(5529):474–479.

- Gómez-Gesteira, M., de Castro, M., Álvarez, I., Lorenzo, M. N., Gesteira, J. L. G., and Crespo, A. J. C. (2008). Spatio-temporal upwelling trends along the canary upwelling system (1967-2006). *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1):320–337.
- Gómez-Letona, M., Ramos, A. G., Coca, J., and Arístegui, J. (2017). Trends in primary production in the canary current upwelling system—a regional perspective comparing remote sensing models. *Frontiers in Marine Science*, 4.
- Harris, I. and Jones, P. (2017). Cru ts4.01: Climatic research unit (cru) time-series (ts) version 4.01 of high-resolution gridded data of month-by-month variation in climate (jan. 1901- dec. 2016). *Centre for Environmental Data Analysis*.
- Haywood, J. M., Jones, A., Bellouin, N., and Stephenson, D. (2013). Asymmetric forcing from stratospheric aerosols impacts sahelian rainfall. *Nature*.
- Hickey, B. M. (1979). The california current system—hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4):191 – 279.
- Hoerling, M., Hurrell, J., Eischeid, J., and Phillips, A. (2006). Detection and attribution of twentieth-century northern and southern african rainfall change. *Journal of Climate*, 19(16):3989–4008.
- Hourdin, F. and Coauthors (2013). Impact of the lmdz atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the ipsl-cm5a coupled model. *Climate Dynamics*, 40:2167–2192,.
- Hu, Z., Huang, B., Hou, Y., Wang, W., Yang, F., Stan, C., and Schneider, E. K. (2010). Sensitivity of tropical climate to low-level clouds in the ncep climate forecast system. *Climate Dynamics*.
- Huang, B., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M., Thorne, P. W., Woodruff, S. D., and Zhang, H.-M. (2015). Extended recon-

- structed sea surface temperature version 4 (ersst.v4). part i: Upgrades and intercomparisons. *Journal of Climate*, 28(3):911–930.
- Huang, B. and Coauthors (2016). Further exploring and quantifying uncertainties for extended reconstructed sea surface temperature (ersst) version 4 (v4). *Journal of Climate*, 29:3119–3142.
- Huang, B., Hu, Z.-Z., and Jha, B. (2007). Evolution of model systematic errors in the tropical atlantic basin from coupled climate hindcasts. *Climate Dynamics*, 28(7-8):661–682.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T. P., Chepurin, G. A., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., and Zhang, H.-M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ersstv5): Upgrades, validations, and intercomparisons.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. in geophysical monograph series,. *Washington, D. C.: American Geophysical Union*, pages 1–35.
- Hurrell, J. W. (1995a). Decadal trends in the north atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224):676–679.
- Hurrell, J. W. (1995b). Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(12):2286–2301.
- Hurrell, J. W. and Trenberth, K. (1999). Global sea surface temperature analyses: Multiple problems and their implications for climate analysis, modeling, and reanalysis. *Amer. Meteor. Soc*, 80:2661–2678.
- Hutchings, L., van der Lingen, C., Shannon, L., Crawford, R., Verheye, H., Bartholomae, C., van der Plas, A., Louw, D., Kreiner, A., Ostrowski, M., Fidel, Q., Barlow, R., Lamont, T., Coetzee, J., Shillington, F., Veitch, J., Currie, J., and Monteiro, P. (2009).

- The benguela current: An ecosystem of four components. *Progress in Oceanography*, 83(1):15 – 32. Eastern Boundary Upwelling Ecosystems: Integrative and Comparative Approaches.
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the california current system. *Progress in Oceanography*, 12(3):259 – 284.
- Jones, P. D. and Moberg, A. (2003). Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and update to 2001. *Journal of Climate*, 16:206–223.
- Kang, S. M., Held, I. M., Frierson, D. M. W., and Zhao, M. (2008). The response of the itcz to extratropical thermal forcing: Idealized slab-ocean experiments with a gcm. *Journal of Climate*, 21(14):3521–3532.
- Kerr, R. A. (2000). A north atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473):1984–1985.
- Kessler, W. (2006). The circulation of the eastern tropical pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69:181–217.
- Knight, J. R., Folland, C. K., and Scaife, A. A. (2006). Climate impacts of the atlantic multidecadal oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Kounta, L., Capet, X., Jouanno, J., Kolodziejczyk, N., Sow, B., and Gaye, A. T. (2018). A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical north atlantic – part 1: the poleward slope currents along west africa. *Ocean Science*, 14(5):971–997.
- Kushnir, Y. and Wallace, J. M. (1989). Low-frequency variability in the northern hemisphere winter: Geographical distribution, structure and time-scale dependence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3122–3143.
- Large, W. and Pond, S. (1982). Sensible and latent heat flux measurements over ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12:464–482.

- Lathuilière, C., Echevin, V., and Lévy, M. (2008). Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest african coast. *Journal of Geophysical Research*, 113(C5).
- Lu, J. and Delworth, T. L. (2005). Oceanic forcing of the late 20th century sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 32.
- Machín, F., Hernández-Guerra, A., and Pelegrí, J. (2006). Mass fluxes in the canary basin. *Progress in Oceanography*, 70(2):416 – 447. Gabriel T. Csanady: Understanding the Physics of the Ocean.
- Madec, G. and the NEMO team (2015). Nemo ocean engine. pages 1288–1619.
- Manabe, S., Stouffer, R. J., Spelman, M. J., and Bryan, K. (1991). Transient responses of a coupled ocean–atmosphere model to gradual changes of atmospheric co2. part i. annual mean response. *Journal of Climate*, 4(8):785–818.
- Marchesiello, P. and Estrade, P. (2010). Upwelling limitation by onshore geostrophic flow. *Journal of Marine Research*, 68(1):37–62.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., and Visbeck, M. (2001). North atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, 21(15):1863–1898.
- Martin, E. R. and Thorncroft, C. D. (2013). The impact of the amo on the west african monsoon annual cycle. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678):31–46.
- McCreary, J. (1981). A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 302:385–413.
- McCreary, J. and Chao, S. (1985). Three-dimensional shelf circulation along an eastern ocean boundary. *Journal of Marine Research*, 43(1):13–36.

- McGregor, H. V., Dima, M., Fischer, H. W., and Mulitza, S. (2007). Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off northwest africa. *Science*, 315(5812):637–639.
- Mittelstaedt, E. (1991). The ocean boundary along the northwest african coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26(4):307–355.
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., and Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial pacific and their contribution to the peru-chile undercurrent. *Journal of Geophysical Research*, 115(C09003).
- Narayan, N., Paul, A., Mulitza, S., and Schulz, M. (2010). Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science*, 6(3):815–823.
- Ndoye, S., Capet, X., Estrade, P., Sow, B., Dagherne, D., Lazar, A., Gaye, A., and Brehmer, P. (2014). Sst patterns and dynamics of the southern senegal-gambia upwelling center. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(12):8315–8335.
- Ndoye, S., Capet, X., Estrade, P., Sow, B., Machu, E., Brochier, T., Döring, J., and Brehmer, P. (2017). Dynamics of a “low-enrichment high-retention” upwelling center over the southern senegal shelf. *Geophysical Research Letters*, 44(10):5034–5043.
- Neshyba, S., Mooers, C., Smith, R., and Barber, R. (1989). Poleward flows along eastern ocean boundaries. *Springer-Verlag New York, Inc. ISBN 0-387-*, 34:374.
- Nicholson, S. (2008). The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west africa as factors in interannual variability. *International Journal of Climatology*, 28:28: 1775–1785.
- Nyckjær, L. and Van Camp, L. (1994). Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest africa and portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99(C7):14197.

- Oyarzún, D. and Brierley, C. M. (2018). The future of coastal upwelling in the humboldt current from model projections. *Climate Dynamics*, 52(1-2):599–615.
- Pardo, P., Padín, X., Gilcoto, M., Farina-Busto, L., and Pérez, F. (2011). Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperature and ekman transport. *Climate Research*, 48(2):231–246.
- Parrish, R. H., Bakun, A., Husby, D. M., and Nelson, C. S. (1983). Proceedings of the expert consultation to examine changes in abundance and species composition of neritic fish resources. 291, chapter Comparative climatology of selected environmental processes in relation to eastern boundary current pelagic fish reproduction(4):731–777.
- Pauly, D. and Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature*, 374(6519):255–257.
- Peña-Izquierdo, J., Pelegrí, J. L., Pastor, M. V., Castellanos, P., Emelianov, M., Gasser, M., Salvador, J., and Vázquez-Domínguez, E. (2012). The continental slope current system between cape verde and the canary islands. *Scientia Marina*, 76(S1):65–78.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G. H., Peubey, C., Thépaut, J.-N., and et al. (2016). Era-20c: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11):4083–4097.
- Praveen Kumar, B., Vialard, J., Lengaigne, M., Murty, V. S. N., McPhaden, M. J., Cronin, M. F., Pinsard, F., and Gopala Reddy, K. (2013). Tropflux wind stresses over the tropical oceans: evaluation and comparison with other products. *Climate Dynamics*, 40(7-8):2049–2071.
- Rathmann, J. (2008). Climate and circulation variability in southern hemisphere africa since the beginning of the 20th century phd thesis, university of augsburg.

- Rayner, N. A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14).
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N., and Rafaj, P. (2011). Rcp 8.5—a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1-2):33–57.
- Richter, I. and Xie, S.-P. (2008). On the origin of equatorial atlantic biases in coupled general circulation models. *Climate Dynamics*, 31(5):587–598.
- Roemmich, D. and McGowan, J. (1995). Climatic warming and the decline of zooplankton in the california current. *Science*, 267(5202):1324–1326.
- Rogers, J. C. (1984). The association between the north atlantic oscillation and the southern oscillation in the northern hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112(10):1999–2015.
- Rowell, D. P., Folland, C. K., Maskell, K., and Owen, J. A. a. W. N. M. (1992). Modelling the influence of global sea surface temperatures on the variability and predictability of seasonal sahel rainfall. *Geophysical Research Letters*, 19:19:905–908.
- Roy, C. Réponses des stocks de poissons pélagiques a la dynamique des upwellings en afrique de l’ouest : analyse et modélisation. th. de doctorat, université de bretagne occidentale.
- Roy, C. (1991). Les upwellings : le cadre physique des pêcheries côtières ouest-africaines. pêcheries ouest-africaines : Variabilité, instabilité et changement ph. cury et c roy eds orstom, paris. pages 80–89.
- Roy, C., Jacox, M. G., Edwards, C. A., Hazen, E. L., and Bograd, S. J. (1989). Fluctuations des vents et variabilité de l’upwelling devant les côtes du sénégal. *Oceanologica Acta.*, 12,(4):361–369.

- Rykaczewski, R. R. and Checkley, D. M. (2008). Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(6):1965–1970.
- Rykaczewski, R. R., Dunne, J. P., Sydeman, W. J., García-Reyes, M., Black, B. A., and Bograd, S. J. (2015). Poleward displacement of coastal upwelling-favorable winds in the ocean’s eastern boundary currents through the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 42(15):6424–6431.
- Ryther, J. H. (1969). Photosynthesis and fish production in the sea. *Science*, 166(3901):72–76.
- Santos, A. M. P., Kazmin, A. S., and Peliz, Á. (2005). Decadal changes in the canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity. *Journal of Marine Research*, 63(2):359–379.
- Santos, F., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., and Álvarez, I. (2012). Differences in coastal and oceanic sst warming rates along the canary upwelling ecosystem from 1982 to 2010. *Continental Shelf Research*, 47:1–6.
- Seager, R., Murtugudde, R., Naik, N., Clement, A., Gordon, N., and Miller, J. (2003). Air–sea interaction and the seasonal cycle of the subtropical anticyclones*. *Journal of Climate*, 16(12):1948–1966.
- Séférián, R., Nabat, P., Michou, M., Saint-Martin, D., Voldoire, A., Colin, J., Decharme, B., Delire, C., Berthet, S., Chevallier, M., Sénési, S., Franchisteguy, L., Vial, J., Mallet, M., Joetzjer, M., Geoffroy, O., Guérémy, J., Moine, M., Msadek, R., Ribes, A., Rocher, M., Roehrig, R., Mélia, D., Sanchez, E., Terray, L., Valcke, S., Waldman, R., Aumont, O., Bopp, L., Deshayes, J., Éthé, C., and Madec, G. (2019). Evaluation of cnrm earth system model, cnrm-esm2-1: Role of earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*.

- Seo, H., Jochum, M., Murtugudde, R., and Miller, A. (2006). Effect of ocean mesoscale variability on the mean state of tropical atlantic climate. *Geophysical Research Letters*, 33:L0960.
- Shannon, L. (2001). Benguelacurrent. in:steele, thorpe, turekian(eds.), encyclopediaof ocean sciences, 1st. Edition, Elsevier, Amsterdam,, pages .225–267.
- Shannon, L. V. and Hunter, D. (1988). Notes on antarctic intermediate water around southern africa. *South African Journal of Marine Science*, 6(1):107–117.
- Shannon, L. V. and Nelson, G. (1996). The benguela: Large scale features and processes and system variability. *The South Atlantic*, pages 163–210.
- Silva, N. and Neshyba, N. (1979). On the southernmost extension of the peru-chile undercurrent. *Deep Sea Research Part A*, 26(13):1387–1393.
- Sirven, J., Mignot, J., and Crépon, M. (2019). Generation of rossby waves off the cape verde peninsula: the role of the coastline. *Ocean Science*, 15:1667–1690,.
- Smith, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *Journal of Physical Oceanography*, 10(5):709–726.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., and Lawrimore, J. (2008). Improvements to noaa’s historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21(10):2283–2296.
- Somavilla, R., Gonzalez, P., and Diaz, J. (2017). The warmer the ocean surface, the shallower the mixed layer. how much of this is true? *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Song, H., Miller, A. J., Cornuelle, B. D., and Lorenzo, E. D. (2011). Changes in upwelling and its water sources in the california current system driven by different wind forcing. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 52(1):170 – 191. Special issue of Dynamics of Atmospheres and Oceans in honor of Prof. A.R.Robinson.

- Stramma, L., Hüttl, S., and Schafstall, J. (2005). Water masses and currents in the upper tropical northeast atlantic off northwest africa. *Journal of Geophysical Research*, 110(C12).
- Strub, P. and James, C. (2002). Altimeter-derived surface circulation in the large-scale ne pacific gyres.: Part 2: 1997–1998 el niño anomalies. *Progress in Oceanography*, 53(2):185 – 214. Physical and Biological Conditions and Processes in the Northeast Pacific Ocean.
- Sutton, R. T. (2005). Atlantic ocean forcing of north american and european summer climate. *Science*, 309(5731):115–118.
- Sverdrup, H. (1938). On the process of upwelling. *Journal of Marine Research*, 10(18):155–164.
- Sylla, A., Mignot, J., Capet, X., and Gaye, A. (2019). Weakening of the senegalo-mauritanian upwelling system under climate change. *Climate Dynamics*, 53:4447–4473.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.
- Teisson, C. (1983). Application de la théorie d’ekman à l’étude des courants et des remon- tées d’eaux profondes le long des côtes sénégalaises. *Doc. sci. Centre Rech. Océanogr. Arch.n° 106*.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., Kennedy, J. J., and Jones, P. D. (2010). An abrupt drop in northern hemisphere sea surface temperature around 1970. *Nature*, 467,444–447.
- Tim, N., Zorita, E., and Hünicke, B. (2015). Decadal variability and trends of the benguela upwelling system as simulated in a high-resolution ocean simulation. *Ocean Science*, 11(3):483–502.

- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J. (2009). Earth’s global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3):311–324.
- Trenberth, K. E. and Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33(12).
- Villamayor, J., Mohino, E., Khodri, M., Mignot, J., and Janicot, S. (2018). Atlantic control of the late nineteenth-century sahel humid period. *Journal of Climate*, 31(20):8225–8240.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J., Michou, M., Moine, M., and et al. (2019). Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7):2177–2213.
- Wahl, S., Latif, M., Park, W., and Keenlyside, N. (2011). On the tropical atlantic sst warm bias in the kiel climate model. *Climate Dynamics*, 36:891–906,.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4):784–812.
- Wang, D., Gouhier, T. C., Menge, B. A., and Ganguly, A. R. (2015). Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. *Nature*, 518(7539):390–394.
- Worley, S. J., Woodruff, S. D., Reynolds, R. W., Lubker, S. J., and Lott, N. (2005). Icoads release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, 25(7):823–842.
- Xu, Z., Chang, P., Richter, I., Kim, W., and Tang, G. (2014). Diagnosing southeast tropical atlantic sst and ocean circulation biases in the cmip5 ensemble. *Climate Dynamics*, 43(11):3123–3145.
- Yeager, S. G. and Robson, J. (2017). Recent progress in understanding and predicting atlantic decadal climate variability. *Current ClimateChange Reports*, 3:112–127.

- Yin, X., Gleason, B. E., Compo, G. P., Matsui, N., and Vose, R. S. (2008). The international surface pressure databank (ispd) land component version 2.2. *National Climatic Data Center, Asheville, NC*.
- Yoshioka, M., Mahowald, N. M., Conley, A., Collins, W. D., Fillmore, D. W., Zender, C. S., and Coleman, D. B. (2007). Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitation: relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes and greenhouse gas warming. *Journal of Climate*, 20:1445–1467.
- Zeng, N. (2003). Drought in the sahel. *science*, 302:302, 999–1000 (2003).
- Zeng, N., Neelin, J. D., Lau, K. M., and Tucker, C. (1999). Enhancement of interdecadal climate variability in the sahel by vegetation interaction. *science*, 286:286:1537–1540.
- Zenk, W., Klein, B., and Schroder, M. (1991). Cape verde frontal zone. *Deep Sea Research*, 38:S505–S530.
- Zhang, R. and Delworth, T. L. (2006). Impact of atlantic multidecadal oscillations on india/sahel rainfall and atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Zheng, Y., Shinoda, T., Lin, J. L., and Kiladis, G. (2011). Sea surface temperature biases under the stratus cloud deck in the southeast pacific ocean in 19 ipcc ar4 coupled general circulation models. *Journal of Climate*, 24:4139–4164.