



HAL
open science

Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest

Marion Leduc-Leballeur

► **To cite this version:**

Marion Leduc-Leballeur. Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. Français. NNT: . tel-00728272

HAL Id: tel-00728272

<https://theses.hal.science/tel-00728272>

Submitted on 5 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

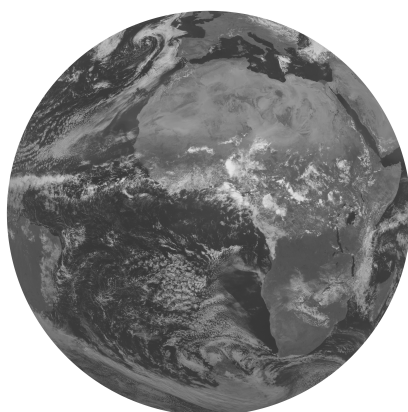
Thèse de Doctorat
Université Pierre et Marie Curie – Paris VI

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

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

*Influence océanique du golfe de Guinée sur
la mousson en Afrique de l'Ouest*

Marion LEDUC-LEBALLEUR



Thèse soutenue le 8 février 2012

devant le jury composé de :

<i>Président :</i>	M. Hervé LE TREUT
<i>Rapporteurs :</i>	M. Guy CANIAUX M. Bernard FONTAINE
<i>Examineurs :</i>	M. Serge JANICOT M. Jean-Luc REDELSPERGER
<i>Directeurs de thèse :</i>	M ^{me} Laurence EYMARD M ^{me} Gaëlle DE COËTLOGON

Unité de recherche : Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS)

En couverture : image du satellite Meteosat - 18 juin 2000 (Copyright 2012 EUMETSAT)

Résumé

Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest

La mousson africaine est un phénomène complexe issu du couplage entre le continent, l'océan et l'atmosphère. De nombreuses études ont montré un lien entre le refroidissement saisonnier de l'océan dans le golfe de Guinée (upwelling équatorial) et la mousson. Cette thèse vise à explorer les mécanismes d'interactions océan-atmosphère agissant sur les précipitations côtières de la mousson africaine au printemps boreal. Ce travail s'appuie à la fois sur des mesures *in situ* et satellites, et sur des données de réanalyses.

La saison de mousson de 2006 a été analysée grâce au grand nombre de données rassemblées cette année-là par le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Cette étude a permis de décrire la couche limite atmosphérique marine dans l'Est de l'Atlantique équatorial. Il en résulte que le front de température de surface de l'océan (SST) établi au nord de l'upwelling équatorial est une zone clé des interactions océan-atmosphère dans cette région. Ainsi, il a été observé qu'un refroidissement de quelques jours de la SST au sud de l'équateur est engendré par un coup de vent des alizés de sud-est et a pour effet d'intensifier le front de SST. Le vent de surface a alors tendance à ralentir au-dessus des SST froides et accélérer au-dessus des SST chaudes.

L'effet des coups de vent dans le golfe de Guinée sur les précipitations côtières a ensuite été étudié à partir de mesures satellites et de réanalyses sur la période 2000-2009. Il apparaît qu'une succession de coup de vent entraîne une succession de refroidissement dans la zone d'upwelling équatorial. Ces refroidissements intensifient le front de SST qui agit sur le vent de surface et la circulation atmosphérique avec pour effet de favoriser la convection à la côte. Ces résultats confirment donc le rôle essentiel du front de SST et confortent l'hypothèse de son influence sur les précipitations côtières.

Enfin, ces événements intrasaisonniers semblent influencer l'évolution saisonnière des précipitations durant la période qui précède le déclenchement de la mousson africaine.

Mots clés : Mousson africaine, Atlantique tropical, AMMA, Interactions air-mer, Variabilité intrasaisonnaire, Analyses statistiques

Abstract

Oceanic influence of the Gulf of Guinea on the West African monsoon

The West African monsoon is a complex interaction between the ocean, the land-surface and the atmosphere. Many studies showed a link between the seasonal cooling of the ocean in the Gulf of Guinea (equatorial upwelling) and the monsoon. The aim of this thesis is to explore the air-sea interaction mechanisms, which act on the coastal precipitation of the monsoon during boreal spring. The study is based on *in situ* and satellite measurements as well as reanalysis datasets.

The 2006 monsoon season is analysed thanks to the vast set of observations collected by the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) project during this year. This study has led to a description of the marine atmospheric boundary layer in the eastern equatorial Atlantic. Results show that the sea surface temperature (SST) front on the northern boundary of the equatorial upwelling is a key zone for air-sea interactions in this region. Thus, a SST cooling south of the equator is generated by a southeasterly wind burst and intensifies the SST front. Consequently, the surface wind tends to weak above cold SST and to strengthen above warm SST.

Then, the effect of southeasterly wind bursts in the Gulf of Guinea on the coastal precipitation is studied with satellite measurements and reanalysis datasets on the 2000-2009 period. Results show that a succession of SST coolings is generated by a succession of southeasterly wind bursts in the eastern equatorial Atlantic. These coolings act on the surface wind and the atmospheric circulation between the front and the Guinean coast and favour convection along the coast. This confirms the key role of the SST front and highlights its influence on the coastal precipitation.

Finally, these intraseasonal events seem to play an important role in the seasonal evolution of the precipitation before the onset of the West African monsoon.

Keywords: West African monsoon, Tropical Atlantic, AMMA, Air-sea interactions, Intraseasonal variability, Statistical analyses

Remerciements

*Parce que tout se passe beaucoup mieux quand on est bien entouré,
quelques petits remerciements s'imposent.*

à Laurence et Gaëlle

*pour la plongée dans le monde de la recherche, les discussions et les conseils,
pour leur disponibilité malgré leur lourd emploi du temps,
pour leur soutien, leur enthousiasme et leur patience.
Qui eut cru que l'on pouvait partir en quête de la poule et l'œuf
avec une collection de timbres ?*

à Guy Caniaux et Bernard Fontaine

pour s'être chargé du travail de rapporteur de cette thèse.

à Hervé Le Treut, Serge Janicot et Jean-Luc Redelsperger

pour avoir accepté de prendre part au jury.

à tous ceux qui m'ont donné de leur temps

pour discuter, me guider, m'encourager ou m'aider à préparer un oral...

à mes compagnons de thèse du quotidien

Gaëlle, Ghyslaine, Pascaline, Pierre, Simon

*pour avoir été là tout au long de ces quelques années
et m'avoir permis de m'aérer la tête.*

*à tous ceux croisés dans les couloirs du labo ou durant mes expéditions à l'extérieur
mais que je ne nommerai pas de peur d'oublier quelqu'un.*

à mes différents voisins de bureau

avec une mention spéciale pour Virginie qui a tenu le plus longtemps.

à ma famille

pour son soutien sans faille et pour ne pas avoir posé de question quand il ne fallait pas.

à ma p'tite soeur

sans qui tout, mais alors tout, aurait été beaucoup plus compliqué.



Table des matières

Introduction	11
1 La mousson en Afrique de l’Ouest	15
1.1 Généralités	15
1.2 Evolution saisonnière	17
1.3 Variabilité	23
2 Les interactions océan-atmosphère	29
2.1 Upwelling équatorial	29
2.2 Front de SST	32
2.3 Variabilité intrasaisonnière du couplage SST-vent de surface	37
3 La saison des pluies côtières de printemps	41
3.1 Description des données	41
3.2 Evolution saisonnière	45
3.3 Cycle diurne	53
4 La couche limite atmosphérique marine dans le golfe de Guinée	59
4.1 Résumé	59
4.2 Article - <i>Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring</i>	61
5 Le rôle du golfe de Guinée dans les précipitations côtières	79
5.1 Approche	79
5.2 Origine de l’accélération du vent au nord de l’équateur	80
5.3 Réponse de l’atmosphère	86
5.4 Evolution saisonnière	94
Conclusion et perspectives	99
Annexe A – Analyse complémentaire	103
Annexe B – Article - <i>Air-sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal timescales</i>	111
Acronymes	137
Références	141



Introduction

En Afrique de l'Ouest, les régions allant du golfe de Guinée au Sahel sont soumises à l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide, la mousson, qui amène la majorité des précipitations annuelles. Par son impact sur les ressources en eau, l'agriculture, l'élevage ou encore la santé, cette saison des pluies est essentielle pour la population. Ainsi, l'agriculture dans la région du Sahel est majoritairement pluviale, c'est-à-dire avec peu d'irrigation. Elle est la première ressource alimentaire et représente l'activité principale des deux tiers de la population active. De même, les épidémies de méningite ou malaria sont sensibles aux variations de précipitations, vents, humidité ou aérosols induites par la mousson.

La variabilité de la mousson africaine peut donc avoir des conséquences dramatiques pour la population. Des années 1970 à 1990, le Sahel a connu un fort déficit pluviométrique (Figure 1). Les grandes sécheresses qui s'ensuivirent ont provoqué des famines et décimé les troupeaux. Cette forte influence socio-économique fait ainsi de la mousson africaine un phénomène dont la compréhension est capitale pour les populations. En effet, une prévision fiable des précipitations pourrait permettre d'orienter les décisions afin d'adapter, par exemple, les stratégies agricoles ou encore les campagnes de vaccinations.

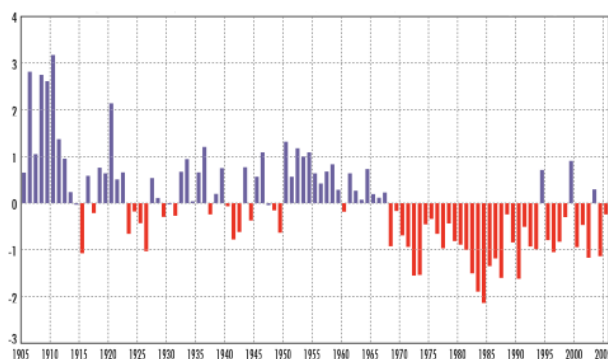


Figure 1 – *Indice pluviométrique normalisé sur le Sahel (20°O-20°E / 10°N-20°N) identifiant les années plus humides (bleu) et plus sèches (rouge) que la moyenne. D'après Redelsperger et al. [2006a].*

Dans ce contexte, de nombreuses études s'attellent à la compréhension du climat en Afrique de l'Ouest. Cependant, il est rapidement constaté que la complexité du phénomène de mousson alliée au manque d'observations rend les recherches difficiles. En 2002, le programme de recherche international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine [Redelsperger *et al.*, 2006a]) relève le défi d'explorer les nombreuses facettes de la mousson africaine. Ce projet regroupe une communauté multidisciplinaire, incluant climatologues, hydrologues, agronomes, biologistes, médecins... afin de répondre à trois principaux objectifs :

- améliorer la compréhension de la mousson d'Afrique de l'Ouest et de son impact sur l'environnement physique, chimique et biologique à l'échelle régionale et mondiale,
- fournir les connaissances scientifiques de base qui permettront, d'une part, d'établir les liens entre la variabilité climatique et les problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire, et d'autre part, de définir des stratégies de surveillance appropriées,
- veiller à ce que les résultats de cette recherche multidisciplinaire bénéficie aux activités de prévision et de prise de décision.

Pour atteindre ces objectifs, le projet AMMA met en place des expériences de terrain de grande envergure. Des campagnes de mesures sont organisées dans la zone située entre la côte guinéenne et la Sahara, et entre l'océan Atlantique et la frontière ouest du Tchad (Figure 2) et sont planifiées de façon à documenter les différentes échelles temporelles de la mousson : une période d'observations à long terme entre 2002 et 2010 focalisée sur le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle, une période d'observations renforcées entre 2005 et 2007 consacrée au cycle saisonnier et à l'échelle intrasaisonnière et enfin, une période d'observations spéciales en 2006 destinée à observer finement les différentes phases du cycle annuel (saison sèche ainsi que déclenchement, apogée et fin de la mousson).



Figure 2 – La campagne d'observations AMMA (Copyright AMMA/Piment Vert).

La première phase du programme AMMA a permis de mettre en évidence le rôle de l'océan et de ses interactions avec l'atmosphère dans la variabilité intrasaisonnière et le déclenchement de la mousson africaine. Un des objectifs de la seconde phase d'AMMA se focalise sur ce thème afin d'explorer plus en profondeur les processus entrant en jeu.

Le travail présenté ici vise à apporter une contribution à la compréhension des mécanismes liant l'océan dans le golfe de Guinée à la mousson africaine. Il s'inscrit donc parfaitement dans la problématique du volet océanographique et bénéficie ainsi de la dynamique du projet.

Chapitre 1

La mousson en Afrique de l'Ouest

Le phénomène de mousson se retrouve en plusieurs endroits dans les tropiques. Il est associé au renversement saisonnier des vents dans la basse atmosphère qui pousse les précipitations vers le continent. Cependant, la mousson africaine possède une dynamique régionale qui lui est propre et qu'il convient d'analyser.

1.1 Généralités

En première approche, la mousson peut être comparée à une “brise thermique géante”. En effet, le continent ayant la capacité de se réchauffer et se refroidir plus rapidement que l'océan, un contraste thermique s'établit entre les deux. Le gradient de pression qui en résulte agit alors sur le vent de surface.

Ainsi, en hiver boréal, le continent est plus froid que l'océan. Le contraste thermique reste faible mais le gradient de pression créé engendre un vent de surface soufflant de la terre vers la mer. A l'inverse, au printemps boréal, le continent se réchauffe rapidement ce qui provoque un renversement du gradient de pression. Le vent souffle alors de l'océan vers le continent : c'est la circulation de mousson.

Le phénomène de mousson est relié aux variations saisonnières de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Cette zone naît de la convergence des alizés, vent de sud-est dans l'hémisphère Sud et vent de nord-est dans l'hémisphère Nord. Ces vents sont issus des anticyclones subtropicaux et se dirigent vers les basses pressions équatoriales. L'afflux d'air chaud et humide engendré par les alizés alimente une zone de convection profonde tout autour du globe. La ZCIT est ainsi associée à des mouvements ascendants jusqu'à 200 hPa et à de fortes précipitations. Elle suit le mouvement apparent du Soleil, se dé-

plaçant vers le nord durant l'été boréal et refluant vers le sud en hiver. Cette oscillation entraîne l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies dans la bande tropicale. En Afrique de l'Ouest, la ZCIT migre de l'équateur en hiver boréal à environ 15°N en été.

Cependant, la mousson est aussi liée à la distribution des continents. Elle n'est donc pas présente dans toute la bande tropicale. Les principales zones sont l'Afrique, l'Asie du Sud et le nord de l'Australie (Figure 3). Il existe aussi une zone de mousson sur le continent américain mais son intensité est plus faible que celle des moussons indienne ou africaine et le flux d'alizés qui lui est associé ne traverse pas l'équateur. L'ensemble de la communauté scientifique ne s'accorde donc pas à la reconnaître comme une mousson à part entière.

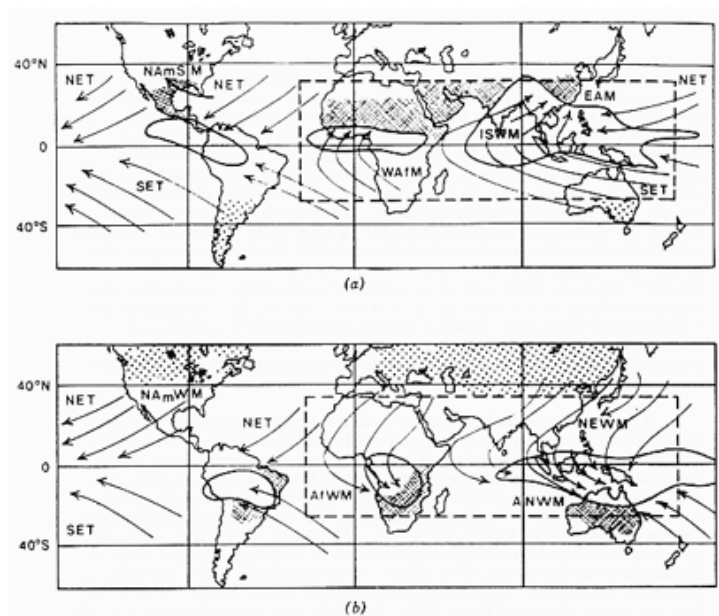


Figure 3 – Zone de mousson délimitée par un renversement du régime de vent (surface-700 hPa) entre juillet et janvier. La région de mousson est indiquée par le rectangle en pointillé. Les principaux vents de surface sont indiqués par des flèches (NET (SET) : alizés de nord-est (sud-est)) et les régions de maximum de précipitations par des contours. Les surfaces hachurées (pointillées) correspondent aux régions continentales avec un maximum (minimum) de température de surface. D'après Webster [1987].

Les moussons s'insèrent dans la circulation atmosphérique générale et interagissent avec les différents phénomènes atmosphériques et océaniques se produisant à travers le globe.

Ainsi, il a été montré que l'océan Pacifique [Mohino *et al.*, 2011], l'océan Atlantique [Giannini *et al.*, 2003], la mer Méditerranée [Fontaine *et al.*, 2010] de même que le phénomène El Niño-Southern Oscillation [Janicot *et al.*, 2001] ou encore la mousson indienne [Flaounas *et al.*, 2011] engendrent des perturbations atmosphériques et, de cette façon, agissent sur la mousson africaine. En retour, la mousson africaine peut, elle aussi, influencer le climat tropical, voire agir sur le climat extra-tropical [Gaetani *et al.*, 2011].

L'ensemble de ces téléconnexions fait donc de la mousson africaine un système dont la compréhension de la structure et de la variabilité est essentielle pour avancer dans la connaissance du climat terrestre.

1.2 Evolution saisonnière

La mousson est le résultat d'un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. En Afrique de l'Ouest, le gradient de pression provient du contraste entre la région saharienne et les eaux plus froides du golfe de Guinée.

1.2.1 Eléments principaux

La géographie de la région ayant une forte organisation zonale entre 10°O et 10°E, une description méridienne est souvent utilisée pour présenter les grandes lignes de la structure moyenne de la mousson [e.g. Peyrillé *et al.*, 2007 ; Peyrillé et Lafore, 2007]. La Figure 4 schématise les éléments clés impliqués dans la mousson africaine durant l'été boréal.

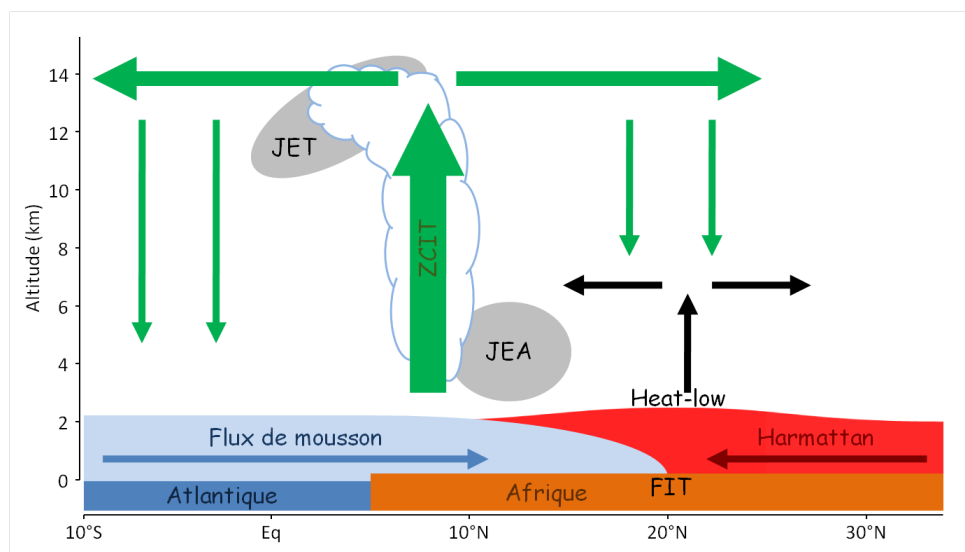


Figure 4 – Structure méridienne moyenne de la mousson africaine.

Circulation de basse atmosphère

Dans les basses couches de l'atmosphère, la mousson africaine est caractérisée par deux principaux flux : l'harmattan et le flux de mousson.

L'harmattan est associé aux alizés de nord-est issus de l'anticyclone de Libye. Il est d'origine continentale et en provenance du Sahara. C'est donc un flux du nord chaud et sec.

Dès le printemps boréal, la ZCIT se situe dans l'hémisphère Nord. Les alizés de sud-est issus de l'anticyclone de Ste Hélène franchissent l'équateur dans le golfe de Guinée et sont déviés vers l'est par la force de Coriolis. Le flux de sud-ouest qui en découle est appelé flux de mousson. Il est lié au gradient de température qui existe entre le Sahara surchauffé et l'Est de l'océan Atlantique équatorial plus froid. Etant d'origine océanique, ce flux est chargé d'humidité.

La rencontre de ces deux flux définit une zone de convergence appelée Front Inter-Tropical (FIT). L'harmattan, plus chaud donc moins dense, passe au-dessus du flux de mousson, créant une forte ascendance à la verticale du FIT ainsi qu'une couche d'air sec dans la partie basse de la troposphère. Au nord de ce front, une zone de convection sèche se développe en lien avec une dépression thermique au-dessus du Sahara (heat-low). Cette zone d'ascendance est moins développée verticalement que la ZCIT car elle est limitée par la subsidence de grande échelle liée à la circulation méridienne (cellule de Hadley) de l'hémisphère Nord.

Récemment, la présence d'un flux de nord a été mise en évidence vers 700 hPa. Ce flux de retour est associé à la divergence présente au-dessus de la dépression thermique saharienne. Il entraîne une advection d'air sec vers l'équateur au milieu de la troposphère. Il constitue avec le flux de mousson en surface une circulation méridienne peu profonde (SMC, Shallow Meridian Circulation) au-dessus du continent. Bien que les modèles actuels ne soient pas en accord sur les caractéristiques précises de ce flux de retour, la plupart confirment sa présence [Zhang *et al.*, 2008]. Peyrillé et Lafore [2007] suggèrent que le flux de retour peut avoir pour effet de ralentir la convection au-dessus du continent. Thorncroft *et al.* [2011] en font un élément clé dans l'évolution de la mousson et suggèrent qu'elle est à l'origine de la migration des précipitations vers le nord entre février et juillet. Cependant, cette circulation et ses effets sur la mousson africaine ont besoin d'être explorés plus en détail.

Circulation de haute et moyenne troposphère

En moyenne et haute troposphère, deux zones de très forts vents d'est (appelés jets) sont fortement liées à la mousson africaine.

Le Jet d'Est Africain (JEA) est centré autour de 600 hPa avec une vitesse moyenne d'environ 10 m.s⁻¹. Il se développe dès le début du printemps boréal. D'abord présent au-dessus de la côte guinéenne, il se déplace ensuite vers le nord jusqu'en août (environ 15°N). Il résulte du fort gradient méridien de température et d'humidité en surface entre

le golfe de Guinée humide et le Sahara sec via la conservation de la vorticité potentielle [Cook, 1999 ; Thorncroft et Blackburn, 1999]. La ZCIT et le heat-low semblent également jouer un rôle dans le maintien du jet tout au long de la saison [Thorncroft et Blackburn, 1999]. Le jet module en partie le développement et l'organisation des précipitations. En retour, les précipitations agissent sur le JEA puisqu'elles modifient la température et l'humidité de surface [Nicholson et Grist, 2003].

Le Jet d'Est Tropical (JET) est présent de juin à septembre dans la haute troposphère (100-200 hPa) avec une vitesse moyenne de 15-20 m.s⁻¹ entre l' quateur et 15 N. Son origine est liée à deux gradients de température [Krishnamurti et Bhalme, 1976]. Le premier entre le haut plateau tibétains et l'océan Indien, associé à la circulation nord-sud des cellules de Hadley. Le second entre la convection humide de la mousson indienne et le continent africain, associé à la circulation zonale de grande échelle (circulation de Walker). Le JET semble très lié à la mousson africaine. En effet, par l'intermédiaire de la circulation de Walker, l'intensité du jet influence celle du flux de mousson qui constitue la branche basse de la cellule [Fontaine et Janicot, 1992]. Sultan [2002] montre que la date d'installation du jet est un bon indicateur de la mise en place de la mousson. Enfin, Nicholson et Grist [2003] suggèrent que le jet est une réponse aux précipitations mais n'est pas une cause de la variabilité des précipitations.

Surface océanique

L'Est de l'Atlantique équatorial a un cycle saisonnier très marqué [Wauthy, 1983]. La Figure 5 montre la température de surface de la mer (SST) annuelle moyenne entre 10 O et 10 E. Entre avril et juillet, un refroidissement de plus de 6 C de la SST se développe au sud de l' quateur, lié à la formation de l'upwelling équatorial [Merle *et al.*, 1980 ; Picaut, 1983 ; Weingartner et Weisberg, 1991]. De nombreux auteurs suggèrent l'influence de cette langue d'eau froide sur la mousson africaine à l'échelle saisonnière [*e.g.* Zheng *et al.*, 1999 ; Vizy et Cook, 2002 ; Gu et Adler, 2004 ; Okumura et Xie, 2004 ; Hagos et Cook, 2009 ; Caniaux *et al.*, 2011].

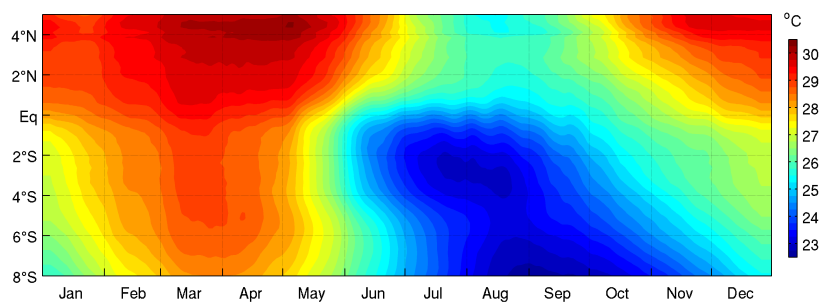


Figure 5 – SST TMI moyennée entre 10 O et 10 E de 2000 à 2009.

L'origine de cet upwelling équatorial est généralement attribuée à la divergence des courants océaniques le long de l'équateur créée par l'intensification des alizés de sud-est [Philander, 1990]. Cependant, ce phénomène n'explique pas complètement l'upwelling équatorial et d'autres processus physiques tels que l'advection horizontale [de Coëtlogon *et al.*, 2010], le mélange vertical océanique [Peter *et al.*, 2006] ou encore les ondes de Kelvin équatoriales [McCreary *et al.*, 1984] semblent entrer en jeu. De plus, Giordani et Caniaux [2011] montrent qu'il est essentiel de tenir compte des interactions entre les courants de surface à l'équateur et le vent (*cf.* Chapitre 2).

Surface continentale

Les caractéristiques géographiques (orographie, végétation, nature des sols) du continent africain sont des facteurs importants pour la compréhension de la mousson du fait de leur impact sur l'atmosphère. L'Afrique de l'Ouest a une altitude moyenne d'environ 400 m, avec quelques massifs dépassant les 2000 m. Malgré ce relief peu élevé comparé aux autres régions de mousson (*e.g.* l'Himalaya pour la mousson indienne), l'orographie a un impact sur la circulation atmosphérique régionale [Semazzi et Sun, 1997 ; Sultan et Janicot, 2003]. Drobinski *et al.* [2005] ont montré, par exemple, le rôle du massif du Hoggar (7,5°E-25°N) dans le déclenchement de la mousson africaine.

Les processus continentaux interviennent dans la mousson africaine à travers l'humidité des sols [Douville *et al.*, 2001], le couvert végétal [Zheng et Eltahir, 1998 ; Zeng *et al.*, 1999] ou encore l'albedo de surface [Charney, 1975 ; Chou et Neelin, 2003]. En effet, ces phénomènes agissent sur l'intensité et la latitude des gradients de température et d'humidité qui régissent la mousson africaine.

1.2.2 Cycle saisonnier

C'est la ZCIT, et plus particulièrement la bande de précipitations qui lui est associée, qui régule l'évolution saisonnière de la mousson en Afrique de l'Ouest. La répartition méridienne des précipitations au cours de l'année est représentée sur la Figure 6. En fonction de la latitude, deux régimes de précipitations sont observés. Le premier, le long de la côte guinéenne (~5°N), est caractérisé par deux saisons des pluies : l'une au printemps boréal (avril-juin) et l'autre, moins marquée, à l'automne (septembre-octobre). Le second, au-dessus du Sahel (~10°N), est associé à une saison des pluies unique en été (juillet-septembre).

Cependant, le déplacement de la bande de précipitations ne se fait pas de manière régulière et continue. En effet, bien que la migration de la ZCIT suive le mouvement apparent

du Soleil, les interactions avec la surface terrestre, l'atmosphère et l'océan perturbent son évolution [Li et Philander, 1997 ; Chou *et al.*, 2001 ; Okumura et Xie, 2004]. L'évolution saisonnière des principaux éléments contribuant à la mousson est donc déterminante.

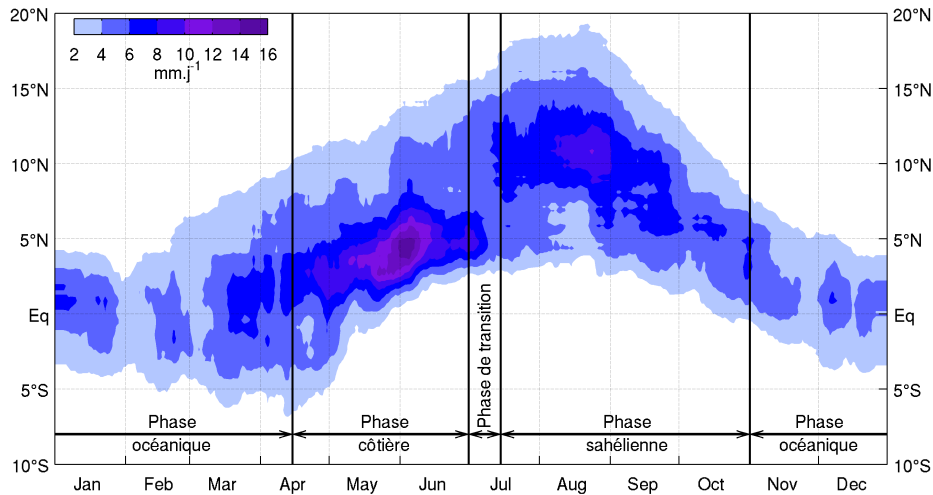


Figure 6 – Précipitations TRMM 3B42 moyennes entre 10°O et 10°E de 2000 à 2009.

Thorncroft *et al.* [2011] fondent leur description du cycle annuel de la mousson africaine sur le déplacement du maximum de précipitations. Il en ressort une progression en quatre phases clés reportées sur la Figure 6 :

- la phase océanique entre novembre et mi-avril : le pic de pluie est observé au nord de l'équateur ($\sim 1^\circ\text{N}$).
- la phase côtière entre mi-avril et juin : le pic de pluie est observé dans la région côtière ($2\text{-}6^\circ\text{N}$).
- la phase de transition durant la première moitié de juillet : le pic de pluie diminue fortement.
- la phase sahélienne entre mi-juillet et septembre : le pic de pluie est observé au Sahel ($9\text{-}13^\circ\text{N}$).

L'état moyen de l'atmosphère pendant chacune de ces phases est représenté sur la Figure 7, moyenné entre 10°O et 10°E, en faisant ressortir schématiquement les principaux éléments de la circulation régionale décrits ci-dessus (bleu : alizés sud-est / flux de mousson ; rouge : alizés de nord-est / harmattan ; vert : ZCIT et heat-low ; gris : JEA et JET).

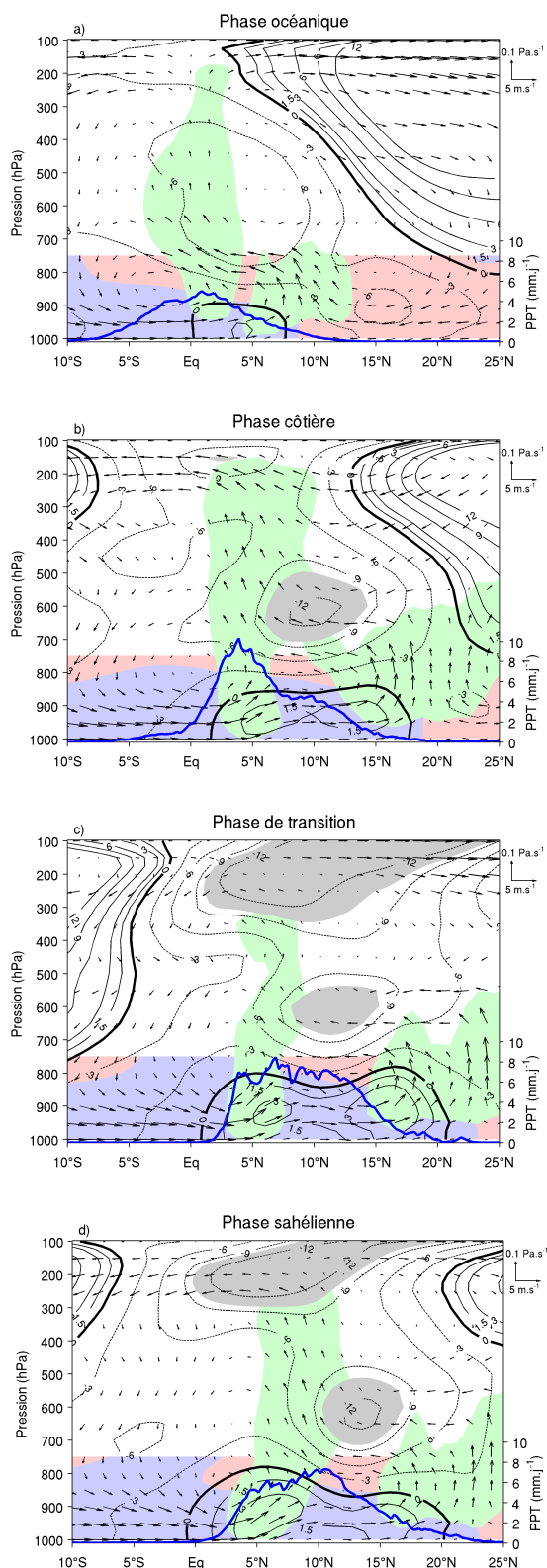


Figure 7 – Cycle saisonnier moyen selon Thornicroft et al. [2011] à partir des réanalyses ERA-Interim et des précipitations TRMM entre 2000 et 2009, à 10°O-10°E (bleu : alizés sud-est / flux de mousson ; rouge : alizés de nord-est / harmattan ; vert : ZCIT et heat-low ; gris : JEA et JET).

Durant la phase océanique, les alizés de nord-est s'étendent très au Sud. Le FIT est alors situé vers 9°N et le heat-low est centré sur 10°N. La ZCIT est localisée au-dessus de l'équateur et la bande de précipitations associée s'étend au-dessus de l'océan entre 5°S et 5°N. Le JEA et le JET ne sont pas discernables. A cette période, la SST dans l'Est de l'Atlantique équatorial est la plus chaude de l'année (Figure 5).

Durant la phase côtière, le système migre vers le nord en réponse au forçage radiatif solaire. Ainsi, la ZCIT entraîne les précipitations dans la région côtière (centrée sur 5°N), le FIT se déplace à 15°N et la zone de convection sèche associée au heat-low se centre à présent sur 20°N. Le JEA apparaît sur le flan nord de la ZCIT, centré sur 10°N à 600 hPa et le JET se dessine autour de 2°N au sommet de la ZCIT. Les alizés de sud-est se sont fortement intensifiés ce qui permet au flux de mousson de pénétrer plus loin sur le continent et d'alimenter en humidité la convection profonde de la ZCIT. Pendant cette phase, la SST à l'équateur refroidit de près de 6°C.

Durant la phase de transition, la ZCIT est moins développée. Cela se traduit par une diminution des précipitations côtières qui se déplacent vers l'intérieur du continent. Le JEA ne semble pas évoluer contrairement au JET qui se développe.

Durant la phase sahélienne, la ZCIT est bien établie jusqu'en altitude entre 5°N et 10°N et le maximum de précipitations est à présent situé vers 10°N. C'est la saison des pluies au Sahel. Le JEA sur le flan nord de la ZCIT est centré sur 13°N à 600 hPa et le JET centré sur 5°N est installé au sommet de la ZCIT. La SST est alors la plus froide de l'année.

Pour Thorncroft *et al.* [2011], le refroidissement de la SST dans l'Atlantique équatorial et le heat-low sont les deux éléments clés de ce cycle saisonnier. L'upwelling équatorial régule l'évolution temporelle et l'intensité des précipitations côtières au printemps, tandis que le heat-low, avec le flux de retour qui lui est associé, est responsable de la migration vers le nord des précipitations.

Le cycle saisonnier de la mousson africaine est soumis à une forte variabilité aussi bien intrasaisonnière qu'interannuelle. La section suivante présente, d'une part, les principaux modes de variabilité intrasaisonnière agissant sur la mousson et d'autre part, le déclenchement de la mousson, principal témoin de la variabilité interannuelle.

1.3 Variabilité

1.3.1 Variabilité intrasaisonnière

La convection et les précipitations en Afrique de l'Ouest sont significativement modulées à deux échelles intrasaisonnières [Sultan *et al.*, 2003 ; Roehrig, 2010] : une échelle lente autour de 40 jours et une échelle entre 25 et 10 jours. A ces modes de variabilité s'ajoute l'échelle synoptique, inférieure à 10 jours, ainsi que la meso-échelle, correspondant aux systèmes précipitants.

Variabilité à 40 jours

Le mode de variabilité autour de 40 jours est lié à l'oscillation de Madden-Julian (MJO) [Matthews, 2004 ; Janicot *et al.*, 2009]. Un renforcement de la convection se produit sur l'Afrique tandis qu'un signal de type MJO se développe au-dessus de l'Inde et de l'Ouest de l'océan Pacifique. L'anomalie positive de convection se propage sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale par l'intermédiaire d'une onde de Rossby. Du fait de la propagation vers l'Ouest des anomalies de circulation, la mousson indienne peut jouer un rôle dans ce mode.

Variabilité entre 10-25 jours

Janicot *et al.* [2010a] relèvent deux modes de variabilité différents à l'échelle de 10-25 jours. Le premier est le mode QZBD (Quasi-Biweekly Zonal Dipole; Mounier *et al.* [2008]). Il caractérise un dipôle zonal qui module la convection entre le sud de l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale, et l'Atlantique tropical. Ce dipôle semble être contrôlé à la fois par le passage d'une perturbation équatoriale vers l'est et par les processus de surface présents au-dessus de l'Afrique.

Le second mode à 10-15 jours est appelé mode sahélien [Janicot *et al.*, 2010b]. Il se traduit par une perturbation de la convection vers 15°N, se propageant vers l'ouest. Il est associé à une circulation cyclonique qui advecte de l'air humide du sud, renforçant ainsi l'anomalie positive de convection. Ce mode de variabilité semble être contrôlé par des ondes de Rossby équatoriales.

Echelle synoptique

Les ondes d'est africaines représentent le mode principal de variabilité à l'échelle synoptique dans la région ouest-africaine. Ce sont des perturbations baroclines de période de 3-5 jours, de longueur d'onde d'environ 2500 km avec une vitesse de propagation d'environ 8 m.s⁻¹. Diedhiou *et al.* [1999] distinguent un second type de périodicité à 6-9 jours. Ces ondes sont associées à une anomalie cyclonique du vent à 700 hPa et se propagent d'est en ouest dans la moyenne troposphère le long du JEA [Reed *et al.*, 1977]. Elles se déplacent le long de deux axes préférentiels : 5°-10°N et 15°-20°N. Cadet et Nnoli [1987] montrent des fluctuations sur 3-5 jours et 5-7 jours de l'humidité dans la basse et moyenne troposphère qui suggèrent l'influence des ondes d'est dans la mousson africaine. Les ondes d'est interagissent en effet avec la convection, favorisant généralement la formation de systèmes convectifs mais les mécanismes entrant en jeu sont encore sujets à discussion.

Des ondes de Kelvin interviennent aussi dans la modulation des précipitations en Afrique de l'Ouest, principalement à l'échelle synoptique [Mounier *et al.*, 2007]. Elles se propagent vers l'est le long de l'équateur à une vitesse d'environ 15 m.s⁻¹, avec une longueur d'onde de 8000 km et une périodicité de 6 jours. Ces ondes influencent le flux de mousson le long de la côte guinéenne. Leur impact sur la convection en Afrique est le plus important en mars et avril quand la ZCIT est la plus proche de l'équateur [Nguyen et Duvel, 2008]. Ce mode est beaucoup moins fréquent que celui des ondes d'est mais son impact sur les précipitations et la convection est du même ordre de grandeur [Mounier *et al.*, 2007].

Couvreux *et al.* [2010] mettent en évidence un mode de variabilité à 3-5 jours qui caractérise les excursions successives vers le nord du flux de mousson au-dessus du continent. Elles suivent un maximum d'intensité du heat-low et sont concomitantes avec une accélération du vent méridien de basses couches. Deux types d'excursions ont été identifiés : certaines sont stationnaires et d'autres se propagent vers l'ouest simultanément aux ondes d'est. Les auteurs concluent que ces pénétrations sont principalement conduites par le heat-low, ce qui en fait un phénomène de nature continentale.

Méso-échelle

Les précipitations de la mousson africaine sont principalement engendrées par d'intenses systèmes convectifs de méso-échelle (MCS, Mesoscale Convective System). Ils sont définis comme des groupes de nuages convectifs s'étendant sur plus de 5000 km² et se propageant d'est en ouest, avec une durée de vie allant de quelques heures à plusieurs jours [Mathon et Laurent, 2001]. Différents types de MCS sont référencés : les lignes de grains [Lafore et Moncrieff, 1989], les Mesoscale Convective Complexes (MCC ; Maddox [1980]), les Organized Complex Systems (OCS ; Mathon *et al.* [2002]) et les superclusters [Mapes et Houze, 1993]. La Figure 8 montrent un exemple de MCS observés au-dessus de l'Afrique de l'Ouest à partir du satellite Meteosat.

Au Sahel, Mathon *et al.* [2002] trouvent que plus de 90 % des précipitations sont dues aux MCS entre juin et septembre. La plupart sont des OCS, très étendus (~30 000 km²) et rapides (> 10 m.s⁻¹), qui apparaissent principalement entre 10 et 15°N. Ils représentent environ 83 % des précipitations [Tomasini *et al.*, 2006].

Dans les régions proches de la côte guinéenne, Fink *et al.* [2006] montrent que les OCS sont aussi les principales sources de précipitations mais dans une proportion moindre qu'au Sahel (56 %). En effet, ils trouvent que 26 % des précipitations sont liées à des MCS moins rapides (~8 m.s⁻¹) et moins étendus (~15 000 km²). Cela les amène à définir deux types d'OCS : l'un sahélien et l'autre sudano-guinéen.

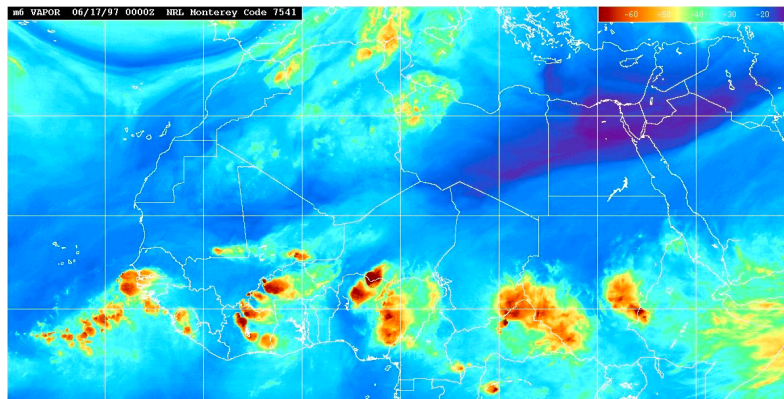


Figure 8 – Succession de MCS observée dans le canal vapeur d'eau de Meteosat le 17 juin 1997, au-dessus de l'Afrique (de bleu, zones sèches à rouge, zones humides).

Les MCS interagissent avec l'environnement à grande échelle. En particulier, il a été mis en évidence que les ondes d'est peuvent favoriser la formation des systèmes convectifs et influencer leur organisation spatiale [Fink et Reiner, 2003 ; Kiladis *et al.*, 2006]. En retour, les systèmes convectifs peuvent agir sur l'intensité des ondes d'est. Cornforth *et al.* [2009] soulignent l'importance de prendre aussi en considération le JEA et d'étudier le système dans son ensemble plutôt que chaque élément séparément. Cependant, les différentes interactions entrant en jeu restent peu connues.

1.3.2 Variabilité interannuelle : le déclenchement de la mousson

Le déclenchement de la mousson africaine est l'un des exemples les plus visibles de la variabilité interannuelle. Il est généralement associé au démarrage de la saison des pluies au Sahel et correspond à la migration rapide de la bande de précipitations vers le nord. C'est une période d'environ 10 jours, entre le moment où les précipitations diminuent sur la côte guinéenne et celui où les précipitations apparaissent au-dessus du Sahel. A l'échelle saisonnière, la mise en place de la mousson peut être assimilée à un saut brusque.

Différents critères objectifs existent pour déterminer la date de déclenchement de la mousson. Par exemple, Sultan et Janicot [2003] définissent le déclenchement de la mousson comme la date à laquelle les précipitations diminuent à 5°N et augmentent à 10°N et 15°N. Sur la période 1968-1990, la date moyenne obtenue est le 24 juin, avec un écart-type de 8 jours. Fontaine et Louvet [2006] calculent deux indices de précipitations entre 10°O et 10°E : l'indice nord (7.5°N-20°N) et l'indice sud (0°N-7.5°N). Le déclenchement est la date à partir de laquelle l'indice nord est supérieur à l'indice sud pendant plus de 20 jours. Sur la période 1979-2004, la date moyenne obtenue est 28-29 juin, avec un écart-type de 8,5 jours. Fontaine *et al.* [2008] proposent une date dérivée des valeurs d'OLR (Outgoing Longwave Radiation) inférieures au seuil de 180 W.m⁻², qui indique la convection profonde. Sur la période 1979-2005, la date moyenne est le 30 juin, avec un écart-type de 15,6 jours.

Les dates identifiées par ces différentes méthodes montrent une variation non négligeable. Fontaine *et al.* [2008] comparent ainsi plusieurs approches de détection du démarrage de la mousson : les différences illustrent le fait que la mise en place de la mousson correspond à une phase de transition de 10 à 15 jours durant laquelle toutes les variables intervenant dans le système ne sont pas affectées simultanément. De plus, ils trouvent deux prédicteurs du déclenchement de la mousson au mois de mai : le gradient d'OLR entre le golfe de Guinée et le continent africain, et la migration vers le nord de la cellule de mousson. L'évolution temporelle des variables avant la période de mise en place de la mousson est donc déterminante pour une meilleure prévision du démarrage de la mousson. Cela fait de la saison des pluies côtières de printemps une période particulièrement importante pour la compréhension de l'évolution saisonnière de la mousson.

Dans ce sens, Caniaux *et al.* [2011], avec une étude de la variabilité interannuelle entre 1982 et 2007, trouvent une forte corrélation entre les dates de développement de l'upwelling équatorial et de démarrage des pluies sahéliennes. Ils définissent le déclenchement de l'upwelling à partir d'une valeur seuil de la surface couverte par les SST inférieures à 25°C dans l'Est de l'Atlantique équatorial. La Figure 9 met ainsi en évidence une apparition de l'upwelling durant la saison des pluies côtières, quelques semaines avant celui de la mousson (sauf pour trois années).

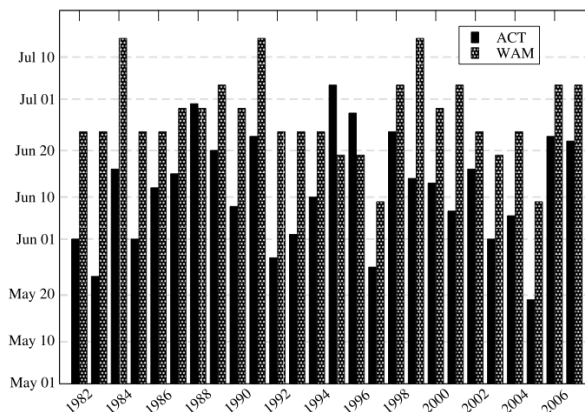


Figure 9 – Dates de déclenchement du refroidissement équatorial (barres noires; Caniaux et al. [2011]) et de la mousson africaine (barres grises; Fontaine et Louvet [2006]). D’après Caniaux et al. [2011]

Plusieurs études suggèrent des liens entre la variabilité de la SST durant la saison des pluies côtières et les précipitations, en particulier à travers l’installation de l’upwelling équatorial. Ainsi, Gu et Adler [2004] décrivent, à l’aide d’observations satellites et d’une réanalyse, l’évolution saisonnière de l’Atlantique tropical. Ils montrent que, dans le golfe de Guinée, la convection est modulée par le forçage saisonnier de l’océan et par le gradient méridien de SST.

A partir d’un modèle atmosphérique, Okumura et Xie [2004] réalisent deux simulations du cycle saisonnier dans l’Atlantique équatorial en moyennes mensuelles : la première en utilisant le cycle saisonnier annuel observé en SST et la seconde en maintenant constante la SST. Ils avancent ainsi l’idée que le refroidissement à l’équateur intensifie le flux de mousson et entraîne les précipitations vers l’intérieur du continent.

Hagos et Cook [2009] utilisent un modèle couplé afin d’étudier les interactions saisonnières entre les couches limites océanique et atmosphérique. Ils affirment que le cycle saisonnier de la SST dans l’Est de l’Atlantique équatorial régule à la fois l’augmentation de la tension de vent et l’humidité disponible pour alimenter le continent.

Enfin, Thorncroft *et al.* [2011] étudient, à partir de réanalyses, l’évolution saisonnière du flux d’humidité, ainsi que de la convergence qui lui est associé. Ils mettent en évidence que la langue d’eau froide joue un rôle prépondérant dans l’évolution temporelle et l’intensité des précipitations côtières du printemps boréal. Par la suite, Nguyen *et al.* [2011] s’attachent à comprendre la variabilité interannuelle de la phase côtière de la mousson africaine. Ils définissent une date de déclenchement comme le moment où les précipitations s’arrêtent ($< 2 \text{ mm.j}^{-1}$) au sud de l’équateur. La date moyenne obtenue entre 1979 et 2009 est le 11 mai, avec un écart-type de 14,5 jours. La date de fin de la saison est déterminée au moment où les précipitations diminuent à la côte et augmentent au Sahel. La date moyenne obtenue est le 26 juin, avec un écart-type de 9,5 jours. Ils affirment que

le début et la fin de la saison des pluies côtières sont régulés par un seuil de 301 K sur la SST : lorsque ce seuil est dépassé à l'équateur, la phase côtière est amorcée 10 jours plus tard et lorsque qu'il est dépassé près de la côte, la phase côtière se termine 16 jours après.

Ces études mettent en avant le lien entre la SST dans l'Est de l'Atlantique équatorial et la convection au-dessus de l'Afrique de l'Ouest à l'échelle saisonnière. Cependant, elles se focalisent sur la variabilité interannuelle et saisonnière, et les processus intrasaisonniers qui régissent ce couplage restent encore peu connus. Leur étude est aujourd'hui possible grâce, notamment, aux réanalyses récentes qui disposent de résolutions spatio-temporelles inégalées permettant de faire des diagnostics précis et de proposer des hypothèses sur les mécanismes d'interactions entre l'océan, l'atmosphère et le continent aux échelles intrasaisonnières.

Le travail présenté ici est donc une étude approfondie de la saison des pluies côtières de printemps, essentielle pour comprendre comment la SST dans le golfe de Guinée peut jouer un rôle dans la mousson africaine. L'objectif est de mettre en avant les principaux mécanismes intrasaisonniers d'interaction air-mer à partir de comparaisons et d'analyses statistiques de différents types de données (mesures *in situ*, observations satellites et sorties de modèles).

Ainsi, le Chapitre 2 donne un aperçu des différents mécanismes de couplage océan-atmosphère identifiés dans l'Est de l'Atlantique équatorial. En s'appuyant sur plusieurs jeux de données, le Chapitre 3 fournit une description de la saison des pluies côtières de l'évolution saisonnière au cycle diurne, tout en faisant apparaître les avantages et inconvénients des données utilisées. Une analyse détaillée de la saison 2006 est réalisée au Chapitre 4, à partir de la base de données constituée lors de la campagne AMMA. Le Chapitre 5 étend cette analyse à une période de 10 années et explore les mécanismes pouvant lier la SST et le vent de surface dans le golfe de Guinée aux précipitations côtières. Les perspectives amenées par cette étude sont finalement exposées en conclusion.

Chapitre 2

Les interactions océan-atmosphère

L'Est de l'Atlantique équatorial est une région avec de fortes variations saisonnières [Wauthy, 1983]. Durant le printemps et l'été boréal, la ZCIT migre de l'équateur vers le nord et les alizés de sud-est s'intensifient. En parallèle, l'upwelling équatorial refroidit la surface de l'océan. Ces variations entraînent de fortes interactions entre l'océan et l'atmosphère pouvant jouer un rôle important dans le climat de cette région mais qui restent encore mal connues.

2.1 Upwelling équatorial

Les océans équatoriaux sont le siège de remontées d'eaux profondes, appelées upwelling, qui forment des zones d'eau froide en surface. Elles apparaissent au printemps boréal et entraînent des refroidissements de la SST pouvant atteindre 7°C [Weingartner et Weisberg, 1991].

En première approximation, l'upwelling peut être représenté comme une réponse au forçage du vent. Les alizés de nord-est dans l'hémisphère Nord et sud-est dans l'hémisphère Sud convergent vers l'équateur. Au printemps boréal, l'intensification des alizés, engendrée par la migration de la ZCIT, entraîne les eaux de la couche de mélange océanique (CMO). Ce transport de surface, appelé transport d'Ekman dans les zones suffisamment loin de l'équateur, est dévié en surface vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud par la force de Coriolis (Figure 10a). Cette divergence équatoriale entraîne les eaux profondes, plus froides, vers la surface pour compenser la perte de masse en surface à l'équateur (Figure 10b).

Ce mécanisme est d'autant plus efficace que la profondeur de la CMO est faible. Entre avril et juillet, la zone d'upwelling entre 4°S et l'équateur correspond en effet à des

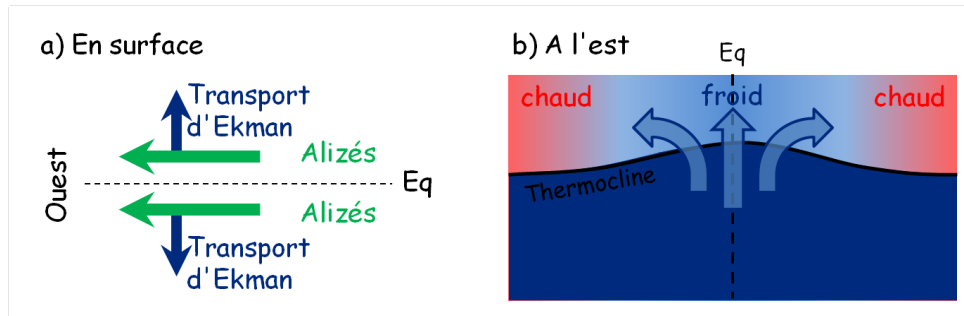


Figure 10 – Schémas représentant l'action du vent de surface sur l'océan à l'équateur (a) en surface et (b) en coupe de l'océan à l'est.

profondeurs de CMO inférieures à environ 20 m (Figure 11a), en accord avec les études de Marin *et al.* [2009] et Giordani et Caniaux [2011] dans l'Est de l'Atlantique équatorial. Cela est dû principalement aux alizés plus forts qui engendrent une onde de Kelvin se propageant d'ouest en est le long de l'équateur, laquelle a pour effet une remontée de la thermocline vers la surface dans la partie est du bassin. Il en résulte une sensibilité accrue de la SST aux fluctuations atmosphériques.

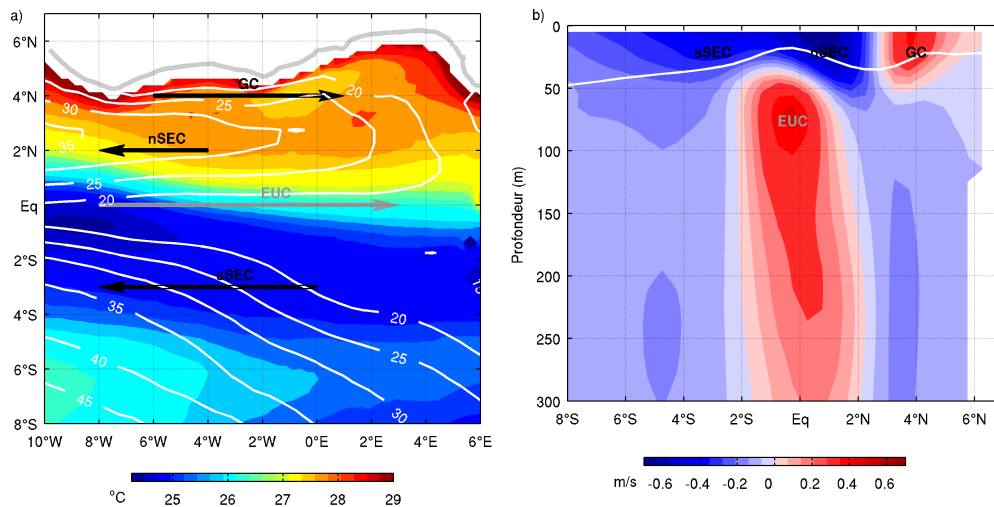


Figure 11 – Moyenne entre avril et juillet 2000-2009. (a) SST TMI (couleurs, °C) et profondeur de CMO (contours, m; calculée comme la profondeur de SST - 0.3°C avec CFSR). Les flèches schématisent les principaux courants de surface (noires) et subsurface (grises) : courant de Guinée (GC); contre courant équatorial sud branche nord (nSEC) et branche sud (sSEC); sous-courant équatorial (EUC). (b) Composante zonale du courant (couleurs : bleu vers l'ouest; rouge vers l'est, m.s⁻¹) et profondeur de CMO (ligne blanche) entre 10-6°O avec CFSR.

Toutefois, la théorie d'Ekman suppose que l'océan est homogène et initialement au repos. Or, ce n'est pas le cas dans l'Est de l'Atlantique équatorial. En effet, de nombreux courants océaniques de surface et subsurface se concentrent dans cette région. Entre avril et juillet, deux principaux courants sont observés en surface (50 premiers mètres environ) :

les branches nord et sud du contre courant équatorial (SEC) qui se propagent vers l'ouest et s'étendent entre 4°S et 2°N ainsi que le courant de Guinée (GC) s'écoulant vers l'est et centré sur 4°N (Figure 11). En subsurface, le sous-courant équatorial est dirigé vers l'ouest le long de l'équateur avec un maximum vers 75 m de profondeur. Cette circulation océanique, essentiellement zonale, est très variable dans le temps (*cf.* Parard [2011] pour un état de l'art des courants dans l'Est de l'Atlantique équatorial).

Cela en fait donc une région océanique complexe, fortement stratifiée et avec un cisaillement horizontal et vertical intense, ce qui rend la théorie d'Ekman très approximative et suggère que l'upwelling équatorial ne peut pas se résumer à un forçage direct du vent. En ce sens, Giordani et Caniaux [2011] étudient les sources de vitesse verticale dans l'Est de l'Atlantique équatorial et montrent le rôle essentiel de la circulation océanique dans la formation de l'upwelling. En surface, l'intensification des alizés renforce le SEC. Le EUC s'écoulant dans la direction opposée en subsurface, il en résulte une augmentation du cisaillement vertical du courant. La thermocline se rapproche alors de la surface favorisant ainsi le refroidissement de surface. La circulation océanique joue donc un rôle dans le pré-conditionnement de l'océan.

Ainsi, l'upwelling équatorial est un système particulièrement complexe en raison du nombre de processus impliqués dans son développement. De plus, de nombreuses incertitudes demeurent. En conséquence, l'upwelling équatorial est souvent mal représenté par les modèles qui simulent généralement un biais chaud à l'équateur. Cela entraîne donc des difficultés à reproduire le refroidissement saisonnier de l'Atlantique équatorial ou encore la mousson africaine ainsi que leurs interactions [Wahl *et al.*, 2011].

Dans l'Est de l'Atlantique équatorial, l'upwelling équatorial induit un refroidissement de la SST dans la région comprise entre l'équateur et environ 4°S durant le printemps et l'été boréal. Dans le golfe de Guinée, cela se traduit par l'apparition d'un front de SST à environ 1°N, correspondant à la frontière nord de l'upwelling (Figure 11a).

De nombreuses études montrent que les zones de front de SST sont des régions où les interactions entre l'océan et l'atmosphère sont particulièrement intenses. Ce front de SST dans le golfe de Guinée semble ainsi constituer une structure essentielle pour la compréhension des interactions air-mer de la région. Il a cependant été peu étudié, notamment à l'échelle intrasaisonnière, et devra faire l'objet d'une analyse approfondie dans la suite de ce travail. Pour cela, il est donc nécessaire d'avoir au préalable une bonne connaissance des observations réalisées dans d'autres régions du globe ainsi que des principaux mécanismes d'interactions entre l'océan et l'atmosphère proposés aux abords d'un front de SST.

2.2 Front de SST

2.2.1 Perturbations observées au voisinage d'un front de SST

A l'échelle du globe, Small *et al.* [2008] montrent, à partir de mesures satellites, qu'il existe une corrélation positive entre la SST et le vent de surface avec un maximum dans les zones frontales. La Figure 12 présente un exemple de la cohérence des champs de SST et de tension de vent dans le Pacifique équatorial à partir de mesures satellites [Chelton *et al.*, 2001]. Un grand nombre d'études met en avant cette corrélation : *e.g.* Liu *et al.* [2000], Hashizume *et al.* [2001], Xie [2004] et Small *et al.* [2005a].

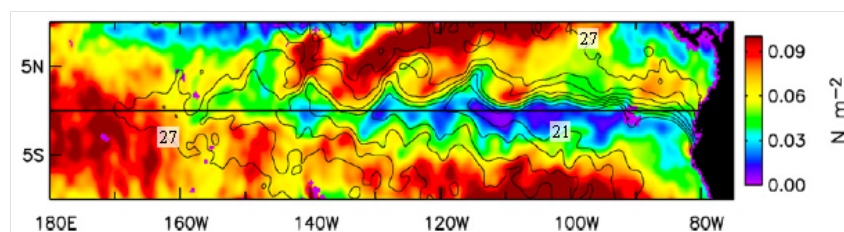


Figure 12 – Moyenne de trois jours en septembre 1999 de la SST TMI (contours, intervalle 1°C) et la tension de vent QuikScat (couleurs, $N.m^{-2}$) dans le Pacifique équatorial. D'après Chelton *et al.* [2001].

Les zones de front de SST sont donc des régions privilégiées pour l'étude des interactions océan-atmosphère. Ces interactions s'effectuent par l'intermédiaire de flux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente et ont lieu principalement dans la couche de mélange océanique et la couche limite atmosphérique marine (CLAM). Cependant, certains auteurs suggèrent que son influence peut s'étendre jusqu'à la troposphère libre [Liu *et al.*, 2007 ; Minobe *et al.*, 2008].

Dans la plupart des océans, les gradients de SST restent autour de 1-3°C/100 km mais aux abords des courants marins (tels que le Gulf Stream ou le Kuroshio) ou dans les zones d'upwelling, ils peuvent atteindre 10 à 20°C/100 km.

De nombreuses campagnes océanographiques ont été réalisées afin d'explorer le couplage océan-atmosphère. C'est le cas, par exemple, de la campagne JASIN¹ [Pollard *et al.*, 1983], FASINEX² [Stage et Weller, 1985], GALE³ [Dirks *et al.*, 1988], ASTEX⁴ [Albrecht *et al.*, 1995] ou encore SEMAPHORE⁵ [Eymard *et al.*, 1996]. Les changements dans la CLAM au-dessus d'un front océanique sont donc particulièrement bien documentés et les

1 – Joint Air–Sea Interaction

2 – Frontal Air–Sea Interaction Experiment

3 – Genesis of Atlantic Lows Experiment

4 – Atlantic Stratocumulus Transition Experiment

5 – Structure des Echanges Mer–Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéités Océaniques : Recherche Expérimentale

principales caractéristiques de part et d'autre du front sont mises en avant. Elles sont décrites ci-dessous à partir d'exemples tirés de différentes campagnes. A noter que ce paragraphe se focalise uniquement sur la situation où le vent souffle du côté froid vers le côté chaud du front de SST, comme c'est le cas dans le golfe de Guinée.

La Figure 13 illustre les changements de la CLAM au-dessus d'un front de SST dans l'Atlantique Nord, dans le cas d'un vent soufflant du côté froid vers le côté chaud du front [Friehe *et al.*, 1991]. Au-dessus de la SST chaude, la CLAM est uniformément plus chaude et humide et l'inversion se produit environ 200 m plus haut qu'au-dessus de la SST froide. La base des nuages, définie par une diminution nette de l'humidité, est légèrement plus basse sur le côté chaud. Enfin, le vent, plus rapide au-dessus des SST chaudes, diminue en altitude et tourne d'environ 90°. Ce cisaillement est marqué par un minimum de vent qui est cependant plus fort du côté chaud.

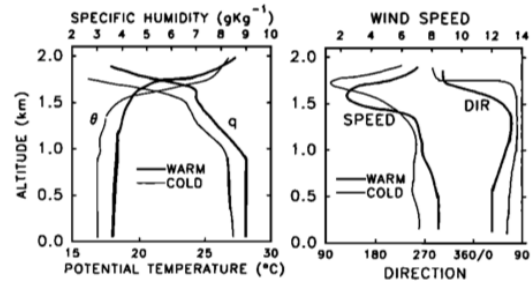


Figure 13 – Profils moyens de part et d'autre d'un front de SST dans l'Atlantique Nord - campagne FA-SINEX : (gauche) température potentielle ($^{\circ}\text{C}$) et humidité spécifique (g.kg^{-1}); (droite) vitesse (m.s^{-1}) et direction ($^{\circ}$) du vent. D'après Friehe *et al.* [1991].

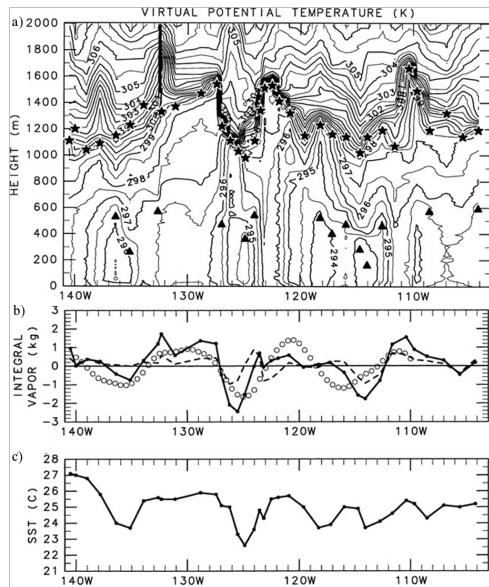


Figure 14 – (a) Température potentielle virtuelle et hauteur de la CLAM (étoiles); (b) Anomalie de contenu en vapeur d'eau intégré entre la surface et 1600 m (ligne continue), entre la surface et 1000 m (pointillés) et mesurée par satellite (cercles); (c) SST. Campagne dans le Pacifique équatorial. D'après Hashizume *et al.* [2002].

Dans le Pacifique équatorial, Hashizume *et al.* [2002] calculent la hauteur de la CLAM à partir du gradient de température potentielle virtuelle. La Figure 14 montre une forte corrélation entre les variations de SST et de hauteur de la CLAM. Par exemple, entre 136 et 131°O, la SST augmente de 2°C et la hauteur de la CLAM de 300 m. A l'inverse, à 125°O, quand la SST diminue, la hauteur de la CLAM diminue de 500 m. De la même façon, le contenu intégré en vapeur d'eau est aussi lié aux variations de SST : à une augmentation de la SST est associée une augmentation de vapeur d'eau, et inversement.

Dans la même région, Pyatt *et al.* [2005] observent des changements dans la nébulosité de part et d'autre du front. Au-dessus

des SST chaudes, le ciel est toujours couvert à plus de 80 % alors qu'au-dessus des SST froides, la nébulosité peut varier de 20 à 90 %.

Enfin, lors de l'étude d'un front de SST dans l'Atlantique Nord, Kwon *et al.* [1998] observent une augmentation des flux turbulents (quantité de mouvement, chaleur sensible et chaleur latente) du côté froid vers le côté chaud.

En résumé, un front de SST entraîne de fortes variations dans la structure de la CLAM. Les principales modifications au-dessus du côté chaud du front sont :

- un réchauffement et une humidification,
- une accélération du vent,
- un épaissement de la couche,
- une augmentation de la nébulosité,
- une augmentation des flux turbulents.

2.2.2 Principales théories

Deux principaux processus ont été proposés pour expliquer les effets d'un front de SST sur l'atmosphère : l'un lié au gradient de pression (Figure 15a) et l'autre au mélange vertical dans la CLAM (Figure 15b).

Le gradient de pression

Lindzen et Nigam [1987] proposent un modèle où le gradient de SST engendre un gradient de pression : une forte pression au-dessus des SST froides et une plus faible au-dessus des SST chaudes. Ce gradient de pression conduit à une accélération du vent en surface. A basses latitudes, où la force de Coriolis est négligeable, les vents les plus forts se produisent au-dessus du front de SST.

Cependant, dans leur étude sur les vents de surface au-dessus de l'upwelling équatorial du Pacifique, Wallace *et al.* [1989] montrent que la région frontale n'est pas la région avec les plus fortes vitesses de vent prédites par le modèle de Lindzen et Nigam [1987], mais la région de plus forte divergence du vent de surface. Ils en déduisent donc que ce modèle est approprié pour la dynamique de grande échelle mais ne peut pas expliquer le fait que les vents les plus forts sont observés en aval du front.

Small *et al.* [2005b] construisent un modèle qui reprend la théorie de Lindzen et Nigam [1987] mais en prenant en compte l'advection de température par le vent moyen. Cela a pour effet de décaler le gradient de pression vers l'aval du front et permet donc d'expliquer la localisation des vents les plus forts à cet endroit ainsi que la divergence la plus forte au-dessus du front.

Le mélange vertical

Sweet *et al.* [1981] et Wallace *et al.* [1989] suggèrent que la corrélation positive observée entre la SST et le vent de surface dans les régions tropicales est due à la modification de la stabilité de la CLAM. Le refroidissement de l'air au-dessus des SST froides inhibe le mélange vertical et augmente ainsi la stabilité de la CLAM. Cela découple les vents de surface des vents à 100 m d'altitude ou plus et augmente le cisaillement de vent proche de la surface de l'océan. A l'inverse, le chauffage de l'air au-dessus des SST chaudes accroît le mélange vertical et diminue ainsi la stabilité de la CLAM. Cela épaisse la CLAM et réduit le cisaillement de vent proche de la surface de l'océan.

Hashizume *et al.* [2002] qui basent leur étude de la CLAM sur des radiosondages, sont en accord avec ce mécanisme. Cependant, l'altitude à laquelle se produit l'ajustement par le cisaillement vertical n'est pas clairement définie. Certaines études suggèrent que l'ajustement du vent a lieu dans toute la CLAM [Small *et al.*, 2005a ; Samelson *et al.*, 2006].

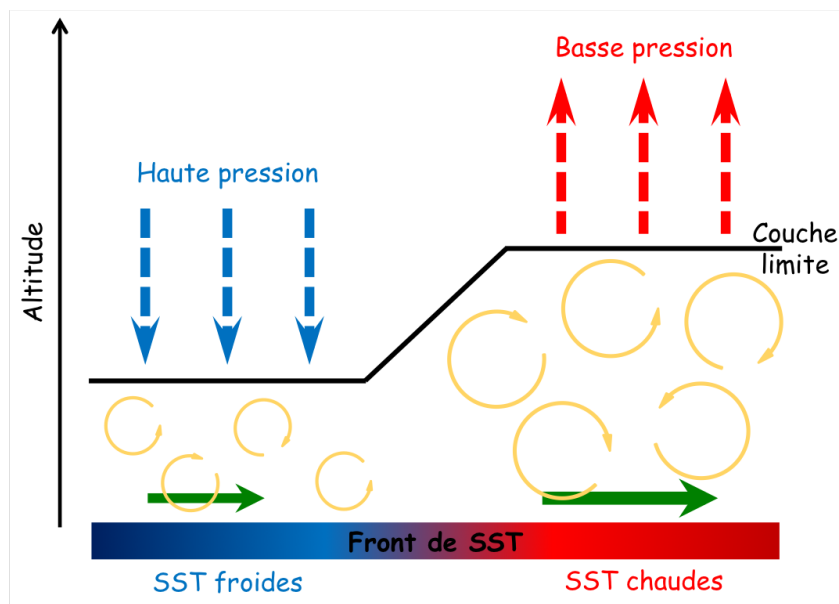


Figure 15 – Représentation schématique des mécanismes de gradient de pression et mélange vertical observés au voisinage d'un front de SST (flèches vertes : vent de surface ; flèches jaunes : mélange vertical ; flèches pointillées : pression)

Small *et al.* [2008] résument les perturbations de la CLAM au-dessus d'un front de SST, dans deux conditions de vent différentes, en s'appuyant à la fois sur ces deux mécanismes.

Dans des conditions de vent fort, l'advection thermique est forte et les temps d'ajustement de la température, de l'humidité, et donc, de la pression sont trop longs pour adapter ces paramètres au gradient de SST. Il en résulte donc un faible gradient de pression. Dans

ce cas, les changements dans la vitesse du vent semblent dus principalement au mélange vertical au passage du front.

A l'inverse, dans des conditions de vent faible, l'advection thermique est faible ce qui permet à la température et à l'humidité de s'ajuster au front de SST. Cela génère un fort gradient qui conduit le vent à travers le front. Cette situation peut être assimilée à un mini effet de brise, conduit par une anomalie de pression de l'ordre de $0,1 \text{ hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$. Comme ils s'étendent sur des échelles spatiales relativement petites, ces gradients de pression sont suffisants pour provoquer des perturbations dans la vitesse du vent de $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ou plus.

Cependant, certaines études envisagent d'autres processus. Ainsi, Spall [2007] suggère que l'accélération du vent de surface n'est pas due à une redistribution de la quantité de mouvement par le mélange turbulent mais plutôt à un transfert de quantité de mouvement pour équilibrer les forces de Coriolis et de pression.

De son côté, Song *et al.* [2006] proposent une influence de la hauteur de couche limite. En effet, la variation de la hauteur de CLAM est due à la modification des flux turbulents de flottabilité. Le réchauffement de l'air au-dessus des SST chaudes destabilise la CLAM et entraîne une augmentation de la hauteur de CLAM. A l'inverse, le refroidissement de l'air au-dessus des SST froides a tendance à stabiliser la CLAM et entraîne une diminution de la hauteur de CLAM. Cependant, ces changements dans la hauteur de la CLAM peuvent affecter la tension de surface en changeant l'échelle verticale au-dessus de laquelle se produit la divergence de tension de vent. De plus, l'augmentation de la hauteur de CLAM au-dessus des SST chaudes peut induire une anomalie positive de pression et contrebalancer les effets du front de surface sur le gradient de pression.

Ces différentes études mettent en avant la complexité du couplage entre la surface océanique et l'atmosphère ainsi que la difficulté à identifier les processus prédominants dans cette interaction.

Dans l'Est de l'Atlantique tropical, Caniaux *et al.* [2011] étudient le couplage entre l'océan et l'atmosphère au niveau du front de SST présent à l'équateur dans le golfe de Guinée entre mars et septembre et proposent un mécanisme faisant intervenir les différents processus décrits précédemment.

En présence du refroidissement équatorial, un front de SST s'installe à l'équateur engendrant une basse pression au-dessus des eaux chaudes au nord de l'équateur et une haute pression au-dessus des eaux froides au sud de l'équateur. De ce gradient de pression résulte un maximum de divergence situé au-dessus de la région de maximum de flux de chaleur et un maximum de convergence au-dessus du minimum de flux de chaleur. Le

vent, conduit par la force de pression, est maximal du côté chaud du front. Le centre de convergence du vent de surface est localisé au-dessus des eaux chaudes [Lindzen et Nigam, 1987].

Comme l'air se déplace du côté froid vers le côté chaud du front, la stabilité de la basse atmosphère diminue et l'augmentation du mélange vertical accélère le vent de surface au-dessus du front de SST. Cela explique la colocalisation du front de SST avec le maximum de divergence du vent de surface [Wallace *et al.*, 1989].

En conséquence, l'accélération du vent et la divergence associée aident à réduire l'instabilité atmosphérique dans le golfe de Guinée. Il en résulte une migration vers le nord de l'air humide et de la convection vers le continent africain. Ce résultat est cohérent avec les hypothèses formulées par les différentes études présentées dans le Chapitre 1 [*e.g.* Okumura et Xie, 2004].

Les différents mécanismes présents au voisinage d'un front de SST semblent donc jouer un rôle important à l'échelle saisonnière dans le golfe de Guinée. Cependant, plusieurs études suggèrent que ces interactions entre l'océan et l'atmosphère agissent aussi à l'échelle intrasaisonnière.

2.3 Variabilité intrasaisonnière du couplage SST-vent de surface

Dès la campagne FOCAL/SEQUAL⁶, Garzoli [1987] et Houghton et Colin [1987] observent une variabilité à 10-20 jours sur la SST et la tension de vent dans le golfe de Guinée. Ils associent cette variabilité à une onde de Rossby-gravité.

Athié et Marin [2008] étudient la variabilité intrasaisonnière (10-50 jours) dans l'Atlantique équatorial à partir de mesures satellites. Ils mettent en évidence un mode de variabilité de la SST à 10-20 jours dans le golfe de Guinée (à l'est de 10°O). Cette variabilité est observée en été boréal et correspond à l'oscillation méridienne du front de SST, présent au nord du refroidissement équatorial.

De plus, ils trouvent une variabilité à 15 jours de la tension de vent méridienne, présente tout au long de l'année. Ils en déduisent ainsi que la variabilité à 15 jours de la SST est forcée localement par celle de la tension de vent méridienne.

Enfin, ils montrent que l'intensité de la variabilité à 15 jours de la SST dépend fortement de la présence et de l'intensité du front de SST (Figure 16). Cependant, leur analyse ne permet pas de savoir si cette variabilité à 15 jours de la SST force à son tour l'atmosphère au-dessus.

⁶ – Programme Français Ocean et Climat dans l'Atlantique Equatorial / Seasonal Response of the Equatorial Atlantic

A noter par ailleurs, que cette étude suggère que les ondes d'instabilités tropicales n'influencent pas la variabilité de la SST à l'est de 10°O, *i.e.* dans le golfe de Guinée.

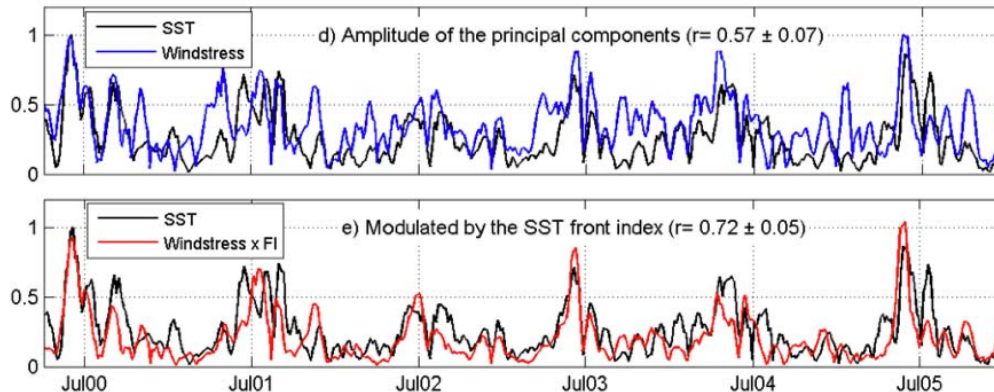


Figure 16 – (a) Amplitudes des composantes principales de la SST (noir) et de la tension de vent méridienne (bleu). (b) Comme (a) mais l'amplitude de la tension de vent est multipliée par l'indice du front de SST (rouge). D'après Athié et Marin [2008].

Le refroidissement saisonnier de la SST dans l'Est de l'Atlantique équatorial a une forte variabilité interannuelle. C'est le cas, par exemple, des années 2005 et 2006 que Marin *et al.* [2009] comparent entre avril et août. Ils déclarent alors que le refroidissement de la SST au sud de l'équateur est dû majoritairement aux intensifications intrasaisonnières des alizés de sud-est. De plus, leur impact sur la SST dépend de leur intensité, de leur extension vers l'équateur et des conditions océaniques locales au moment où ils se produisent.

De Coëtlogon *et al.* [2010] proposent un mécanisme liant la SST à une intensification des alizés et pouvant expliquer une partie de la variabilité à 15 jours. A partir de mesures satellites, ils réalisent une analyse en composante principale de la SST et de la tension de vent dans l'Est de l'Atlantique équatorial entre mars et août 2000-2007 (Figure 17a). Le mode principal de la SST (14 % de la variance) est associé à une anomalie maximale le long de l'équateur, là où le gradient de SST est le plus intense. En parallèle, le mode principal de variabilité de la tension de vent (20 % de la variance) correspond à des fluctuations des alizés de sud-est au sud de l'équateur et du vent d'est au nord.

Ces deux modes de variabilité sont corrélés avec un déphasage de quelques jours (Figure 17b) conduisant à une rétroaction négative de la SST sur la tension de vent. Une anomalie froide de SST à l'équateur est précédée d'environ 5 jours par une intensification du vent dans l'Est de l'Atlantique équatorial. Cette anomalie froide engendre en retour un ralentissement du vent de surface 2 à 3 jours après. Ces deux mécanismes constituent une rétroaction négative d'une périodicité d'environ 15 jours qui peut expliquer jusqu'à un tiers de la variabilité à 15 jours.

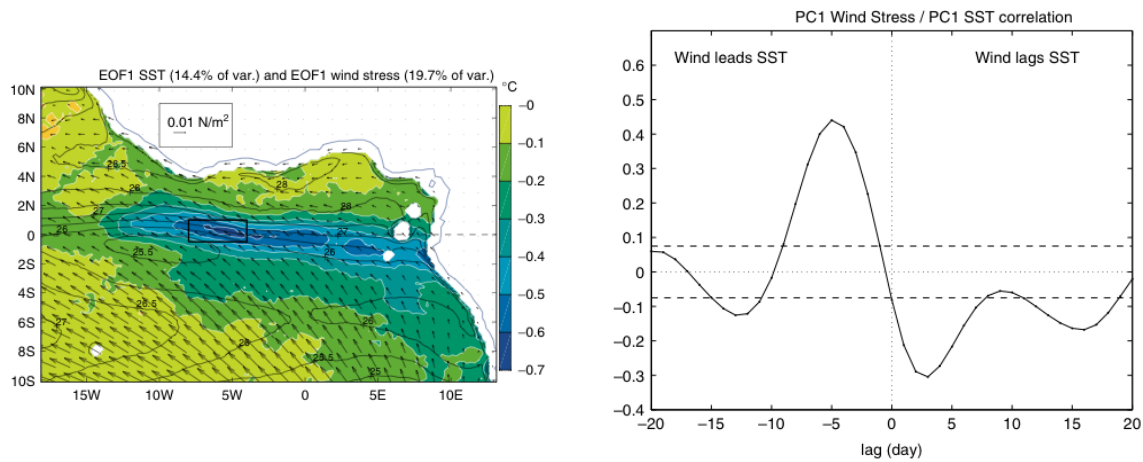


Figure 17 – (a) Premier mode de variabilité de la SST TMI (couleurs, °C) et de la tension de vent QuikScat (flèches, $N.m^{-2}$). La SST TMI moyenne entre mars et août 2000-2007 est superposée en contours noirs (°C). (b) Corrélations entre les composantes principales de la SST et de la tension de vent. Seuil de significativité à 10% (tirets). L’atmosphère précède l’océan aux décalages temporels (lags) négatifs. D’après de Coëtlogon et al. [2010].

Pour expliquer ces deux interactions, les auteurs avancent d’une part, que le vent crée une anomalie de SST via l’advection horizontale d’eaux froides et d’autre part, que la SST influence le vent de surface via le mécanisme de Wallace *et al.* [1989].

Marin *et al.* [2009] et Caniaux *et al.* [2011] suggèrent que les intensifications des alizés conduisant au refroidissement de la SST équatoriale résultent de la variabilité de l’anticyclone de Ste Hélène. Cependant, de Coëtlogon *et al.* [2010] montrent que l’anticyclone de Ste Hélène ne présente pas de variabilité significative à 15 jours. Cela leur permet donc d’affirmer que cette variabilité dominante observée dans le golfe de Guinée vient principalement de la rétroaction négative régionale entre la SST et le vent de surface.

En conclusion, le développement saisonnier de l’upwelling dans l’Est de l’Atlantique équatorial installe un front de SST dans le golfe de Guinée. Celui-ci peut jouer un rôle important dans les mécanismes intrasaisonniers d’interactions air-mer de cette région en regard des études réalisées aux abords d’un front de SST. De plus, une forte variabilité intrasaisonnaire a été observée aussi bien sur la SST et l’installation de l’upwelling, que sur le vent de surface. Cela suggère aussi de fortes interactions entre l’océan et l’atmosphère dans le golfe de Guinée. Ainsi, la compréhension de la saison des pluies côtières durant le printemps boréal est nécessaire pour mettre en avant l’influence de l’océan sur la mousson africaine.

Chapitre 3

La saison des pluies côtières de printemps

Ce chapitre s'attache à décrire le déroulement de la saison des pluies côtières d'avril à juillet. Cela permet de suivre l'évolution saisonnière et le cycle diurne entre le moment où les précipitations commencent à aborder la côte mais sont principalement présentes au-dessus de l'océan jusqu'à ce qu'elles diminuent fortement à la côte.

Les Chapitre 1 et 2 mettent en évidence la complexité du système de mousson. Actuellement, aucun modèle ne parvient à reproduire correctement tous les aspects de la mousson africaine [Hourdin *et al.*, 2010 ; Druyan *et al.*, 2010]. Afin d'obtenir un aperçu aussi objectif que possible de la saison des pluies côtières, la description s'appuie à la fois sur des mesures *in situ*, des observations satellites et des sorties de modèles. Les avantages et inconvénients de chaque jeu de données sont par ailleurs mis en perspective, pour une utilisation optimale lors des analyses réalisées au Chapitre 5.

3.1 Description des données

3.1.1 Données 2006

Le projet AMMA a permis de réunir un grand nombre de données qui constitue une source d'informations sans précédent pour l'étude de la mousson africaine, en particulier pour l'année 2006. Cette base de données réunit aussi bien des données *in situ* et satellites que des simulations de modèles (<http://database.amma-international.org/> [Fleury *et al.*, 2011]).

La campagne océanographique EGEE-3¹ menée dans le cadre du programme AMMA à l'Est de l'Atlantique équatorial apporte une grande quantité de mesures *in situ* [Bourlès *et al.*, 2007]. Le trajet du 27 mai au 5 juillet 2006 s'étend entre 10°S et 5°N en latitude et 10°O et 10°E en longitude (Figure 18). La température de l'air (T_{air}), la SST, l'humidité relative à la surface ainsi que le contenu intégré en vapeur d'eau (WV) sont mesurés en continu. La vitesse et la direction du vent dans les premiers mètres ne sont pas utilisées en raison des perturbations engendrées par le bateau. Une centaine de radiosondages a été effectuée fournissant des profils atmosphériques en température, humidité et vent tout au long de la campagne deux à quatre fois par jour suivant la zone traversée. C'est un jeu de données très précieux car les radiosondages sont rares au-dessus de l'océan. Ce type de mesures permet l'étude de phénomènes de petite échelle tels que le cycle diurne. Elles sont cependant trop ponctuelles dans le temps et l'espace pour être utilisées seules dans une étude approfondie de l'interface océan-atmosphère.

A ces mesures *in situ* s'ajoutent celles du réseau de bouées instrumentées PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic, <http://www.brest.ird.fr/pirata/> [Bourlès *et al.*, 2008]). Ce réseau, institué en 1997, est constitué de bouées fixes implantées dans l'océan Atlantique tropical. Elles mesurent notamment le vent, l'humidité relative, la température de l'air, les précipitations et sont équipées de capteurs permettant des mesures de température de l'eau, salinité et pression à différentes profondeurs. Dans l'Est de l'Atlantique équatorial, quatre bouées fournissent des séries temporelles en 2006, elles sont positionnées à 0°N-0°E, 0°N-10°O, 6°S-10°O et 10°S-10°O (Figure 18).

La base de données AMMA complète les mesures *in situ* par des produits satellite tels que la classification nuageuse développée par le SAFNWC² à partir des mesures des satellites MSG³ [Derrien et Le Gléau, 2005]. Elle fournit le type de nuage observé (bas, moyen, haut et semi-transparent) tous les quarts d'heure avec une résolution spatiale de 0,25° entre mai et juillet 2006. Dans cette version, la différence entre nuages cumuliforme et stratiforme n'a pas été faite.

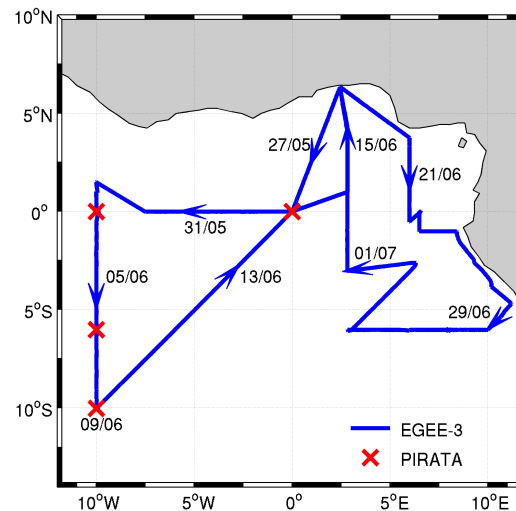


Figure 18 – Trajet de la campagne EGEE-3 et emplacement de bouées PIRATA (croix).

1 – Etude de la circulation océanique et du climat dans le golfe de Guinée

2 – Satellite Application Facility for supporting NoWCASTing

3 – Meteosat Second Generation

Enfin, les analyses opérationnelles du CEPMMT⁴ sont aussi à disposition entre mai et septembre 2006, avec quatre analyses par jour (0, 6, 12 et 18 h) et une résolution spatiale de 0,25° sur le domaine 25°O-25°E/25°N-5°S. La résolution verticale est constituée de 91 niveaux, dont 20 entre 0 et 3000 m d'altitude. Cette précision très fine dans les basses couches est particulièrement utile pour l'étude de la couche limite atmosphérique.

3.1.2 Satellites

Les observations spatiales assurent désormais un suivi régulier dans l'espace durant de longues périodes de temps. Cependant, les satellites ne fournissent généralement qu'une donnée par jour en un lieu donné. De plus, la plupart mesurent des variables de surface et seuls quelques-uns donnent des informations sur la structure verticale de l'atmosphère.

Le radiomètre micro-ondes TMI (TRMM's Microwave Imager) embarqué sur satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) fournit la SST et le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (WV) [Wentz *et al.*, 2000] de décembre 1997 à aujourd'hui. La vitesse et la direction du vent sont obtenues à partir du diffusiomètre QuikScat [Liu *et al.*, 2000] de juin 1999 à novembre 2009.

Ces données sont disponibles en moyenne glissante sur trois jours, une fois par jour sur une grille de 0,25° de résolution horizontale (www.remss.com). Les deux instruments ont fonctionné sur la période commune 2000-2009.

Enfin, le produit TRMM 3B42 combine les précipitations estimées à partir de plusieurs satellites (infrarouges, micro-ondes) ainsi que de mesures *in situ* [Huffman *et al.*, 2007]. Cela permet d'avoir un jeu de précipitations de la meilleure qualité possible à l'heure actuelle. La résolution spatiale est de 0,25° pour une résolution temporelle de 3 h (trmm.gsfc.nasa.gov).

3.1.3 Réanalyses

Les prévisions météorologiques sont réalisées à partir d'un modèle numérique simulant le système terrestre (atmosphère, océan et/ou surface continentale) et d'un système d'assimilation permettant de prendre en compte les observations aussi bien *in situ* que satellites. La qualité d'une analyse dépend à la fois du modèle utilisé et du nombre d'observations assimilées. Plus il y a d'observations assimilées, meilleure est l'analyse. Cependant, dans les tropiques, et en particulier en Afrique, les mesures *in situ* restent peu nombreuses. Ce

4 – Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

manque est relativement compensé en surface au-dessus des océans par les mesures satellites mais pas en altitude ni au-dessus des continents. L'analyse y étant moins contrainte par les observations est donc de moindre qualité.

En conséquence, certaines variables pour lesquelles il existe de nombreuses observations sont relativement fiables. C'est le cas sur l'océan du vent de surface, de la température ou de l'humidité, par exemple. D'autres variables, telle que la vitesse verticale, n'ont pas d'observations directes et sont donc fortement influencées par le modèle. Enfin, les précipitations et les flux (solaire, infrarouge, latent, sensible, quantité de mouvement) reposent uniquement sur la physique du modèle et représentent de manière imparfaite la réalité. Ces deux derniers types de variables sont donc à utiliser avec précautions pour toute interprétation.

Afin d'obtenir la meilleure analyse possible, le modèle numérique et le système d'assimilation sont en perpétuelle évolution. Cependant, ces changements de versions peuvent créer des ruptures qui sont préjudiciables aux études sur de longues séries temporelles. Ce sont donc des jeux de réanalyses qui sont utilisés pour ce type d'étude. En effet, la réanalyse est réalisée à partir d'une version donnée d'un modèle et d'une même méthode d'assimilation des observations sur une longue période de simulation. Elle s'étend généralement sur plusieurs décennies et couvre le globe entier. Cette technique fournit ainsi une base de données cohérente très précieuse pour l'étude du système climatique.

Deux jeux de réanalyses issus de centres météorologiques différents ont été utilisés. Ils sont archivés sur le serveur ClimServ de l'IPSL (<http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/>) aux résolutions spatiales et temporelles décrites ci-dessous.

Réanalyse ERA-Interim [*Simmons et al., 2007 ; Berrisford et al., 2009 ; Dee et al., 2011*]

La réanalyse ERA-Interim est produite par le CEPMMT. Elle simule l'atmosphère globale sur la période de 1979 à aujourd'hui avec une résolution temporelle de 6 h. Les variables sont fournies sur une grille horizontale régulière de 0,75° en longitude et latitude et sur une grille verticale de 37 niveaux⁵. La SST est requise comme condition aux limites dans le modèle atmosphérique. Avant 2002, ce sont des SST hebdomadaires interpolées pour obtenir des valeurs journalières, déjà utilisées dans la réanalyse ERA-40 [Uppala *et al.*, 2005], qui sont fournies. A partir de 2002, un changement a été effectué pour bénéficier de nouveaux produits journaliers (produit NCEP opérationnel journalier puis, OSTIA [Stark *et al.*, 2007]). Il y a donc une nette différence de qualité de la SST avant et après 2002.

⁵ – 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa

Réanalyse CFSR [Saha et al., 2010a,b]

La réanalyse CFSR⁶ est produite par le NCEP⁷. Elle simule le système atmosphère-océan-terre et a la particularité de prendre en compte le couplage océan-atmosphère, ce qui est un atout pour une étude des interactions air-mer. Elle couvre la période de 1979 à 2010 avec une résolution temporelle de 6 h. L'atmosphère est représentée sur une grille horizontale régulière de 0,5° en longitude et latitude et sur une grille verticale de 37 niveaux⁵. La SST est requise comme condition aux limites dans le modèle atmosphérique. Jusqu'en 1981, ce sont les mêmes SST que ERA-40. Par la suite, un produit journalier est construit à partir de mesures *in situ* et satellites combinées selon Reynolds *et al.* [2007].

3.2 Evolution saisonnière

3.2.1 Description

L'Est de l'Atlantique équatorial peut être découpé en trois zones définies principalement à partir des variations spatiales de SST [Marin *et al.*, 2009] : la zone Nord de 4,5°N à 1°N, la zone Upwelling de 1°N à 4°S et la zone Sud de 4°S à 8°S (Figure 25, contours gris). Les zones sont prises entre 10°O et 6°E en longitude, loin de la côte africaine et des îles.

La Figure 19 présente la moyenne entre les mois d'avril et juillet de 2000 à 2009 des mesures satellites de la SST, du contenu intégré en vapeur d'eau de la colonne atmosphérique (WV) et de la vitesse de vent de surface pour chacune des trois zones. Ces séries temporelles servent de références pour donner un aperçu des différences entre mesures satellites et réanalyses.

Une chute de SST de 5-6°C est observée entre avril et juillet, accompagnée d'une diminution de la WV d'environ 15 kg.m⁻². De plus, une diminution de la WV est observée entre la zone Nord et la zone Sud (15 kg.m⁻²).

Les zones Upwelling et Sud se refroidissent d'environ 5°C, plus rapidement dans la zone Upwelling que Sud. La SST est donc plus chaude de 0,5°C dans la zone Sud entre mai et juillet. De plus, le vent de surface moyen, d'environ 7 m.s⁻¹ dans la zone Sud, est plus faible dans la zone Upwelling (5,5 m.s⁻¹). Dans ces deux zones, le vent a tendance à diminuer à partir de juin.

Dans la zone Nord, la SST est toujours environ 2°C plus chaude que dans la zone Upwelling. Le gradient méridien de SST entre l'équateur et 1°N est plus fort en juillet (~3°C) qu'en avril (~1,5°C). En avril, la vitesse du vent de surface dans la zone Nord est légèrement inférieure à celle dans la zone Upwelling. Cependant, à partir du mois de juin,

6 – Climate Forecast System Reanalysis

7 – National Centers for Environmental Prediction

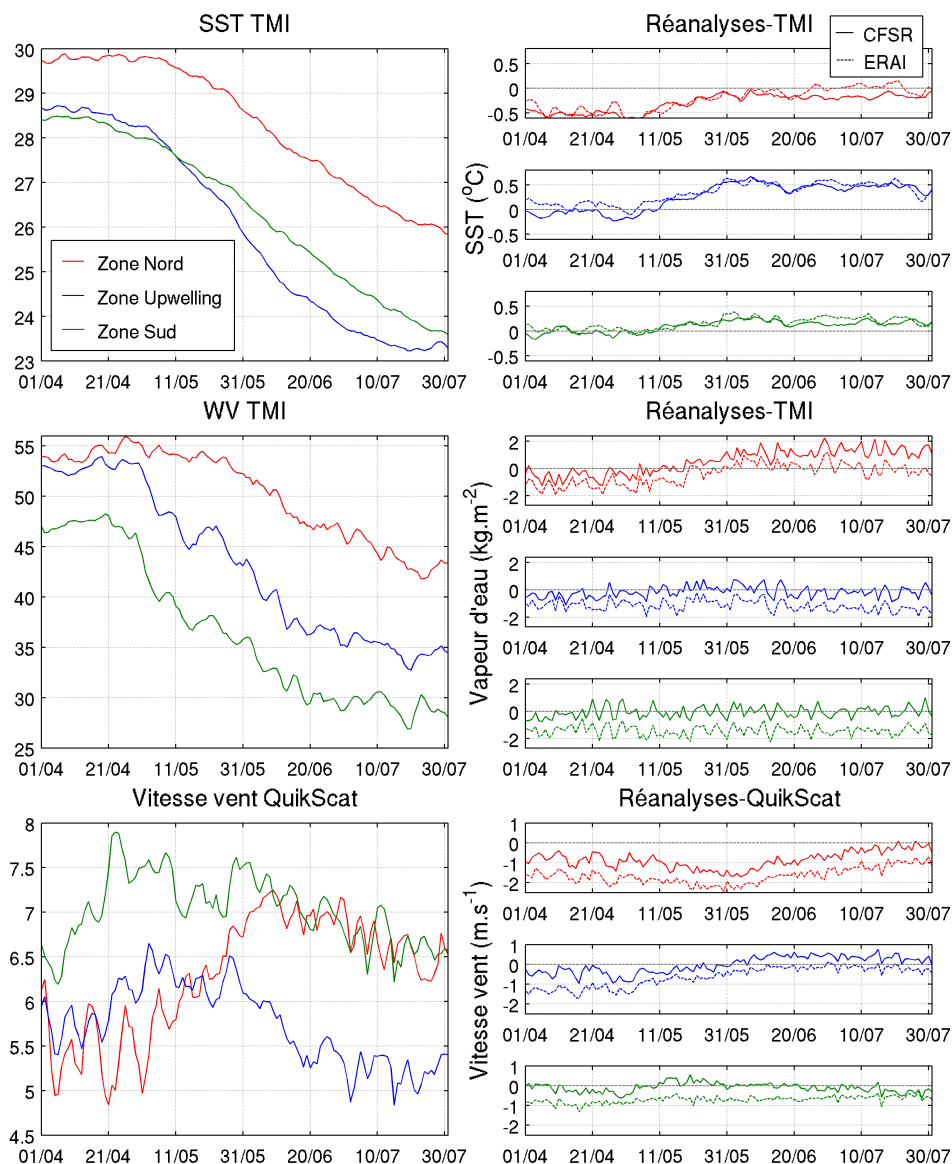


Figure 19 – (gauche) SST TMI, WV TMI et vitesse du vent de surface QuikScat moyennés dans les zones Nord (rouge), Upwelling (bleu) et Sud (vert) sur la période 2000-2009; (droite) Différences entre les mesures satellites et la réanalyse CFSR (ligne pleine) et ERA-Interim (ligne pointillée) dans chacune des zones.

si le vent ralentit toujours dans la zone Upwelling, une nette augmentation (d'environ 1,5 m.s⁻¹) est observée dans la zone Nord.

La Figure 20 donne un aperçu du couvert nuageux de chaque zone à partir de la classification nuageuse de Meteosat disponible entre mai et juillet 2006. La zone Nord a un ciel principalement couvert. De mai à mi-juin, les nuages semi-transparents (cirrus) sont majoritaires mais sont remplacés par la suite par des nuages bas (stratocumulus). C'est la seule zone où des nuages moyens et hauts sont observés. Dans la zone Upwelling, le ciel est clair. Quelques semi-transparents persistent en mai-juin. Enfin dans la zone

Sud, le ciel est clair à 50 % et couvert de nuages bas à 50 %. Cette répartition est en partie due au cycle diurne des nuages bas dans cette zone (non montré). A noter que dans les trois zones le pourcentage de nuages bas augmente entre mai et juillet.

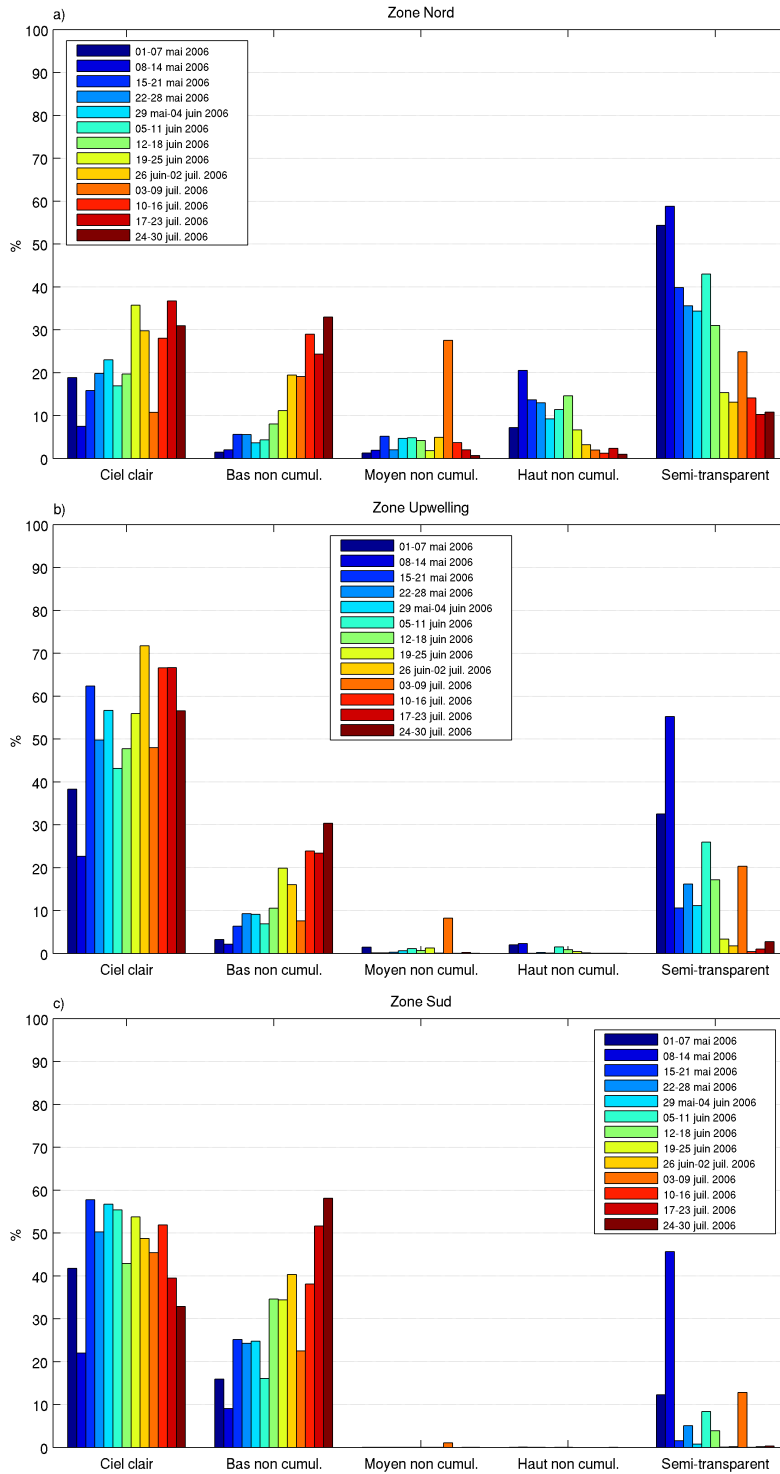


Figure 20 – Classification nuageuse selon Meteosat au-dessus de la zone Nord (a), Upwelling (b) et Sud (c). Une barre représente le pourcentage d'un type de nuage moyenné sur 7 jours en utilisant quatre cartes Meteosat par jour (0, 6, 12 et 18h) entre mai et juillet 2006.

Il existe donc une forte évolution temporelle en SST, WV et vent de surface entre avril et juillet dans l'Est de l'Atlantique équatorial. Cette variation se retrouve aussi dans la dynamique de l'atmosphère. La Figure 21 montre les moyennes mensuelles de température potentielle équivalente (θ_e), vent et précipitations d'avril à juillet 2000-2009 entre 10°O-6°O pour CFSR et ERA-Interim jusqu'à 200 hPa ainsi que la différence entre les deux réanalyses. La θ_e a l'avantage de prendre en compte à la fois la température et l'humidité de l'air pour calculer le potentiel convectif d'une parcelle d'air. Cela en fait une variable très utile pour comprendre la convection atmosphérique profonde. Elle est calculée ici selon Bolton [1980].

En avril, un gradient de θ_e relativement faible est observé en basse atmosphère entre l'océan (forte humidité) et le continent (température très élevée). Ce gradient augmente fortement (~ 10 K) entre avril et juillet, avec le net refroidissement de la SST durant cette période. Au-dessus de l'océan, la θ_e diminue fortement d'avril à juillet en-dessous de 400 hPa. Au-dessus du continent, ce refroidissement est limité à la bande 500-700 hPa.

Une circulation locale (LALC ; Low Atmospheric Local Circulation) prend place dans la basse atmosphère entre le sol et 700 hPa. Etendue entre 6°S et la côte africaine ($\sim 5^\circ\text{N}$) en avril-mai, elle se concentre entre 2°N et la côte en juin-juillet. Elle est centrée vers 800 hPa. La branche ascendante est située au-dessus de la côte et la branche descendante au-dessus de l'océan. Dans la couche limite, le vent du sud de la branche inférieure s'intensifie entre avril et juillet.

En avril-mai, la vitesse verticale est ascendante jusqu'à 200 hPa au nord de l'équateur et descendante, mais plus faible, au sud. En juin-juillet, la zone de subsidence s'intensifie et s'étend jusqu'à 2°N. Le maximum de vitesse verticale ascendante est toujours situé à la côte (entre 5-6°N). En conséquence, d'avril à juillet, le pic de précipitations est situé à la côte. Il est maximum en mai-juin et diminue nettement en juillet. En avril-mai, les précipitations s'étendent au-dessus de l'océan avec un pic entre 2°N et 4°N. En juin, les précipitations s'arrêtent au sud de 2°N et le maximum se déplace vers 4°N. Finalement, en juillet, les précipitations observées diminuent très fortement.

Ainsi, la période mai-juin est le moment où les précipitations, concentrées le long de la côte guinéenne, sont les plus abondantes (Figure 6). C'est une période clé pour l'étude des interactions entre la SST et la convection dans le golfe de Guinée. Cependant, la description ci-dessus met en avant de fortes variations : une accélération du refroidissement de la SST à l'équateur, un changement dans la structure du vent aussi bien en surface que dans la couche limite ou encore un arrêt des précipitations au sud de 2°N. De plus, lorsqu'un critère a été choisi pour déterminer une date de déclenchement de la mousson, cette dernière peut varier fortement d'une année à l'autre. Afin de prendre en compte

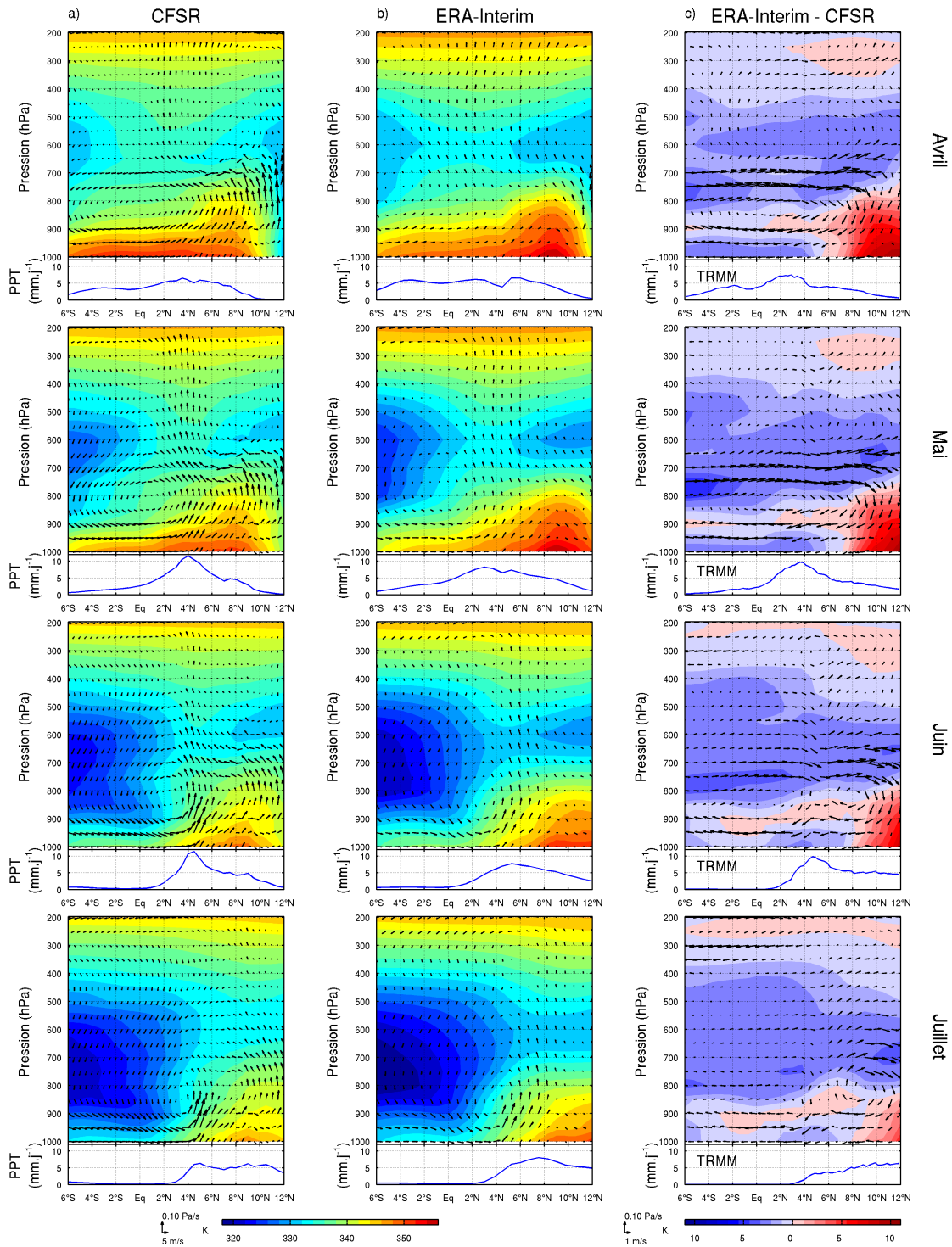


Figure 21 – (a-b) Moyennes mensuelles d’avril à juillet, de θ_e (couleurs, K), du vent (flèches) et des précipitations entre 10-6°O pour les réanalyses CFSR et ERA-Interim. (c) Différences de θ_e (couleurs, K) et du vent (flèches) entre les réanalyses, et précipitations TRMM.

ces contraintes, la période d’étude est donc étendue d’avril à juillet. Il convient à présent de s’assurer que les différents jeux de données utilisés représentent bien les principales caractéristiques de cette saison.

3.2.2 Comparaison des différents jeux de données

Une comparaison des réanalyses avec les mesures satellites, ainsi que des réanalyses entre elles, permet de bien identifier les points forts et faibles de chaque jeu de données. Elle permet également un certain recul pour l'interprétation des analyses réalisées avec ces données par la suite.

Les variables telles que la SST, le WV ou le vent de surface, issues des réanalyses, sont directement comparables aux mesures satellites. Les satellites ne fournissant pas tous les champs utiles, en particulier en altitude, il est donc plus difficile de s'assurer de la fiabilité des données de réanalyses sur la verticale. Cependant, certains satellites donnent une estimation de la température, l'humidité ou le vent à certaines altitudes. Leur assimilation, ainsi que celle des radiosondages, permet d'avoir une certaine confiance dans les réanalyses. De plus, l'utilisation de deux jeux de réanalyses indique quelles sont les structures verticales communes, et donc robustes, et celles qui ne se retrouvent que dans une seule réanalyse, et qui sont donc plus fragiles.

Les principales structures et variations identifiées dans la section précédente sont ici comparées dans les différents jeux de données.

L'upwelling équatorial

Les deux réanalyses représentent relativement bien l'évolution de la SST dans les trois zones mais pas avec les mêmes amplitudes que les mesures satellites. Ainsi, dans la zone Nord, avant le refroidissement (entre avril et mi-mai), la SST est environ 0,5°C plus froide dans les réanalyses mais un bon accord est observé durant la suite de la saison. Dans la zone d'Upwelling, c'est la situation inverse : les réanalyses surestiment de plus de 0,5°C la SST à partir de la mi-mai. Dans la zone Sud, la SST des réanalyses suit bien les mesures satellites mais présente néanmoins un biais chaud de 0,2 à 0,3°C à partir de la mi-mai.

L'upwelling est donc moins intense dans ces réanalyses que dans les mesures TMI.

Le vent de surface

Pour ce paramètre, les deux réanalyses montrent des écarts importants avec les observations satellites. Dans la zone Nord, les deux réanalyses sous-estiment nettement le vent de surface avec un écart maximal entre mi-mai et mi-juin (environ 2 m.s⁻¹ pour ERA-Interim et 1,5 m.s⁻¹ pour CFSR). Cet écart diminue ensuite rapidement jusqu'à la fin de la période. Ainsi, le vent de surface augmente bien dans les réanalyses, mais moins rapidement que dans les mesures satellites. L'évolution temporelle dans la zone Nord sera donc atténuée mais encore visible.

Dans la zone Upwelling, avant le mois de juin, ERA-Interim sous-estime le vent de surface de plus de 1 m.s⁻¹ et CFSR d'environ 0,5 m.s⁻¹. A partir du mois de juin, les deux

réanalyses sont très proches de mesures satellites. En conséquence, l'évolution temporelle observée avec les mesures satellites dans cette zone sera difficilement visible avec ERA-Interim et atténuée avec CFSR.

Dans la zone Sud, l'évolution temporelle est bien représentée dans les deux réanalyses mais ERA-Interim sous-estime la vitesse du vent d'environ 1 m.s^{-1} .

ERA-Interim semble avoir plus de difficultés à représenter le vent de surface que CFSR. Pourtant, les deux réanalyses assimilent les données du satellite QuikScat. Les différences observées sont probablement dues au fait que CFSR est un modèle couplé océan-atmosphère ce qui permet de prendre en compte les effets de la SST sur le vent de surface. De plus, les résolutions horizontales et techniques d'assimilation différentes peuvent aussi jouer un rôle.

La LALC et le flux de retour vers 700 hPa

Le gradient méridien de θ_e dans la basse atmosphère est plus faible dans CFSR que dans ERA-Interim, en particulier en avril-mai. Cela est dû principalement au fait que θ_e est plus chaude dans ERA-Interim que dans CFSR au-dessus du continent. En moyenne troposphère, ERA-Interim est plus froide que CFSR, mais l'écart étant du même ordre de grandeur d'avril à juillet, l'évolution temporelle reste la même dans les deux réanalyses.

Si les vitesses verticales des branches ascendante et descendante de la LALC sont très proches dans les deux réanalyses, il en va tout autrement pour les branches vers le sud autour de 700 hPa et vers le nord en surface qui bouclent cette circulation : CFSR a une vitesse méridienne beaucoup plus forte que ERA-Interim, et ce, particulièrement en avril-mai. En juin-juillet, le vent vers le nord est toujours plus fort dans CFSR mais les différences sont moindres au-dessus de la couche limite. En ce sens, Zhang *et al.* [2008] comparent le vent méridien de trois réanalyses dans les tropiques et montrent clairement que le vent vers le nord dans la couche limite et le vent vers le sud à environ 700 hPa varient fortement en intensité d'un modèle à un autre. Le flux de retour semble donc être un phénomène encore difficile à représenter.

La circulation sur toute la troposphère

Au-dessus de l'océan, les deux réanalyses sont en accord avec seulement une subsidence un peu plus intense dans ERA-Interim. A l'inverse, au-dessus du continent, les différences sont très marquées. Ainsi, au-dessus de 600 hPa, ERA-Interim montre une zone d'ascendance et CFSR de subsidence. Les mouvements verticaux restent cependant très faibles. En dessous de 600 hPa, la zone d'ascendance est plus forte dans CFSR que dans ERA-Interim.

Les précipitations

D'avril à juillet, les réanalyses sont en assez bon accord avec les précipitations TRMM. Le maximum est situé à la côte et les précipitations diminuent au-dessus de l'océan. Cependant, elles surestiment les précipitations au nord de 5°N, en particulier en juillet. C'est pourquoi les précipitations fournies par les réanalyses ne seront pas utilisées par la suite.

En résumé, les séries temporelles moyennes indiquent que la SST et la WV sont relativement bien représentées dans les réanalyses. Leur écart par rapport aux mesures satellites étant faible, l'amplitude est atténuée mais l'évolution temporelle est reproduite. Le vent de surface est moins bien représenté dans les réanalyses malgré l'assimilation des mesures satellites. En particulier, ERA-Interim sous-estime fortement le vent de surface dans toute la région et l'évolution saisonnière dans la zone Upwelling est beaucoup moins marquée que dans les mesures satellites.

En altitude, les différences les plus marquées entre les deux réanalyses sont localisées au-dessus du continent. Cela concorde avec le fait qu'au-dessus du continent, les observations assimilées sont principalement des mesures locales et moins des mesures satellites : les variables dépendent alors plus de la physique du modèle. Malgré cela, les principales structures et évolutions temporelles sont représentées par les deux réanalyses de manière cohérente.

Ainsi, pour une étude de phénomènes à l'échelle intrasaisonnière, l'utilisation à la fois des mesures satellites et des deux jeux de réanalyses permet de s'affranchir en grande partie des défauts liés à la nature des jeux de données. Par exemple, il est légitime de se baser sur les mesures satellites pour rechercher des événements particuliers, identifiables par leur intensité (tel qu'un coup de vent). Les réanalyses amortissant trop l'amplitude de l'événement pour pouvoir l'identifier facilement. Les réanalyses peuvent néanmoins être utilisées pour l'étude de l'événement une fois le repérage effectué puisqu'elles représentent généralement correctement les évolutions temporelles.

Il y a donc tout intérêt pour la fiabilité des résultats non seulement à utiliser plusieurs réanalyses mais aussi à se référer aux mesures satellites afin de garder du recul face aux variables étudiées. C'est pourquoi l'étude menée ici s'appuie au maximum sur les mesures satellites. Ce sont elles qui servent de référence lorsqu'il s'agit de relever un phénomène particulier. Les réanalyses interviennent pour tenter de comprendre les mécanismes qui contrôlent les phénomènes identifiés par les satellites. Le fait d'utiliser deux jeux de réanalyses permet de proposer plus objectivement des mécanismes.

3.3 Cycle diurne

Avec le cycle saisonnier, le cycle diurne est un mode fondamental de la variabilité du climat global. Il est associé aux fortes variations du forçage solaire au cours de la journée et se traduit, sous les tropiques, par des effets importants sur la convection et les précipitations. Ces effets ne sont cependant pas les mêmes au-dessus des continents et des océans. Le cycle diurne joue un rôle essentiel dans la dynamique des couches limites atmosphérique et océanique mais aussi dans les variations intrasaisonnières et saisonnières du climat [*e.g.* Kawai et Wada, 2007 ; Ham *et al.*, 2010]. Cela en fait donc un élément important pour une compréhension complète du climat.

S'il a été l'objet de plusieurs études au-dessus du continent africain [Parker *et al.*, 2005 ; Peyrillé et Lafore, 2007 ; Lothon *et al.*, 2008], le cycle diurne reste peu étudié dans l'Est de l'Atlantique équatorial et la région côtière du golfe de Guinée. Cela est dû principalement au manque d'observations et aux difficultés des modèles à représenter cette échelle temporelle.

Au printemps 2006, la campagne EGEE-3 alliée aux données des bouées PIRATA permet l'étude du cycle diurne dans l'Est de l'Atlantique équatorial grâce à une fine résolution temporelle. Cette analyse fournit quelques caractéristiques du cycle diurne dans cette région mais reste succincte en raison du déplacement du bateau qui rend difficile l'identification du cycle diurne et du nombre réduit de bouées PIRATA.

Les données EGEE montrent un cycle diurne en température de l'air d'environ 0,7°C. Cette valeur est cohérente avec les observations des bouées PIRATA (Table 1). Cependant, ce cycle diurne n'a pu être observé au nord de l'équateur durant la campagne en raison des précipitations. Un cycle diurne en SST est visible sur les données PIRATA. Son amplitude est d'environ 0,3-0,4°C à l'équateur mais est plus faible au sud de l'équateur (~0,13°C) en accord avec Wade *et al.* [2010]. Ce cycle diurne étant de relativement faible amplitude, il n'a pas pu être observé durant la campagne à cause du déplacement du bateau. Enfin, un cycle diurne en humidité relative, correspondant à une chute 4-5 %, est identifié à la fois par les données EGEE et PIRATA.

Les analyses en ondelettes réalisées sur les données PIRATA confirment la présence d'un cycle diurne en température de l'air, SST et humidité relative (Figure 22). En température de l'air, le cycle diurne est présent avec une intensité similaire à chaque bouée. En revanche, celui de la SST est plus marqué sur les bouées situées à l'équateur que sur les bouées à 6°S et 10°S le long de 10°O. Enfin, le cycle diurne de l'humidité relative est observé sur toutes les bouées.

Table 1 – Amplitude moyenne, écart-type (*std*) et nombre de jours où un cycle diurne en température de l'air, SST et humidité relative est observé entre le 3 juin et le 4 juillet 2006, sur quatre bouées PIRATA et la campagne EGEE-3.

	Tair (°C)			SST (°C)			Humidité relative (%)		
	Moy.	Std	nb jours	Moy.	Std	nb jours	Moy.	Std	nb jours
p 0°N-0°E	0,60	0,13	31	0,33	0,23	29	5,16	1,40	30
p 0°N-10°O	0,61	0,13	31	0,44	0,19	30	4,65	1,24	30
p 6°S-10°O	0,70	0,16	29	0,13	0,06	32	4,34	1,12	12
p 10°S-10°O	0,61	0,16	26	0,13	0,06	32	-	-	0
EGEE	0,70	0,18	19	-	-	0	5,46	1,70	13

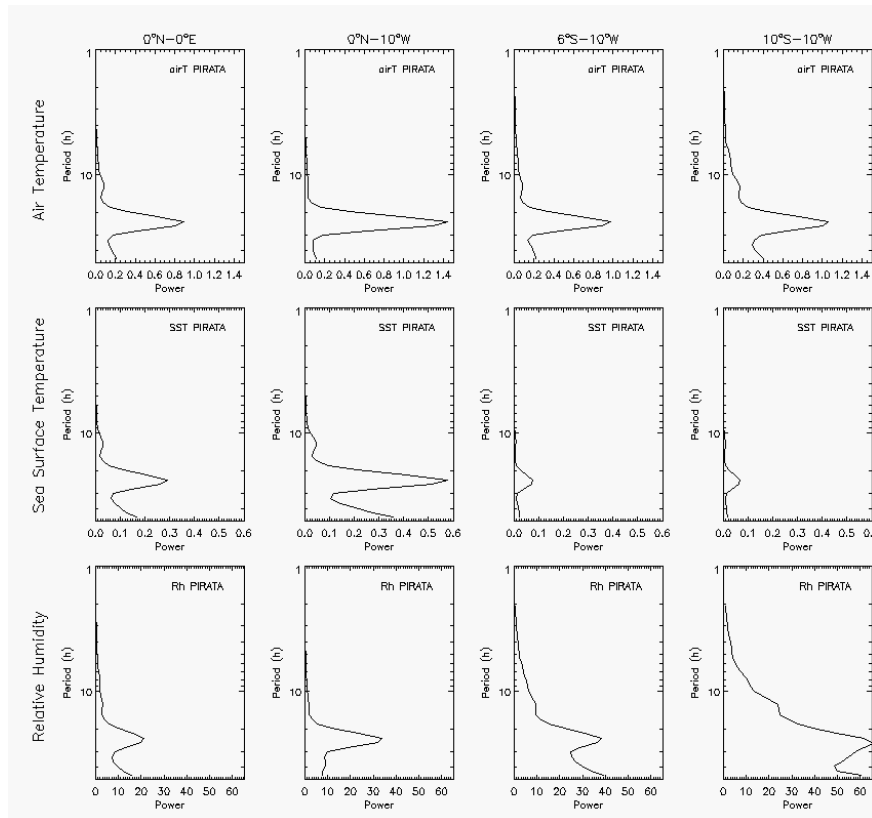


Figure 22 – Analyse en ondelettes entre avril et juillet 2006 pour la température de l'air (haut), la SST (milieu) et l'humidité relative (bas) mesurées à quatre bouées PIRATA. Un filtre passe-haut a été appliqué aux données afin de retirer le cycle saisonnier.

Les réanalyses, avec quatre valeurs par jour, donnent elles aussi des informations sur le cycle diurne dans l'Est de l'Atlantique équatorial. La Figure 23 présente des analyses en ondelettes, réalisées entre avril et juillet 2000-2009 et moyennées entre 10°O-6°E, de la SST, de la WV et des composantes du vent de surface, avec les réanalyses CFSR et ERA-Interim.

Les résultats de l'analyse en ondelettes effectuée sur la SST sont très différents pour les deux réanalyses. ERA-Interim montre un signal peu marqué et essentiellement situé entre 2°S et 4°N. A l'inverse, CFSR observe un cycle diurne en SST sur toute la région entre

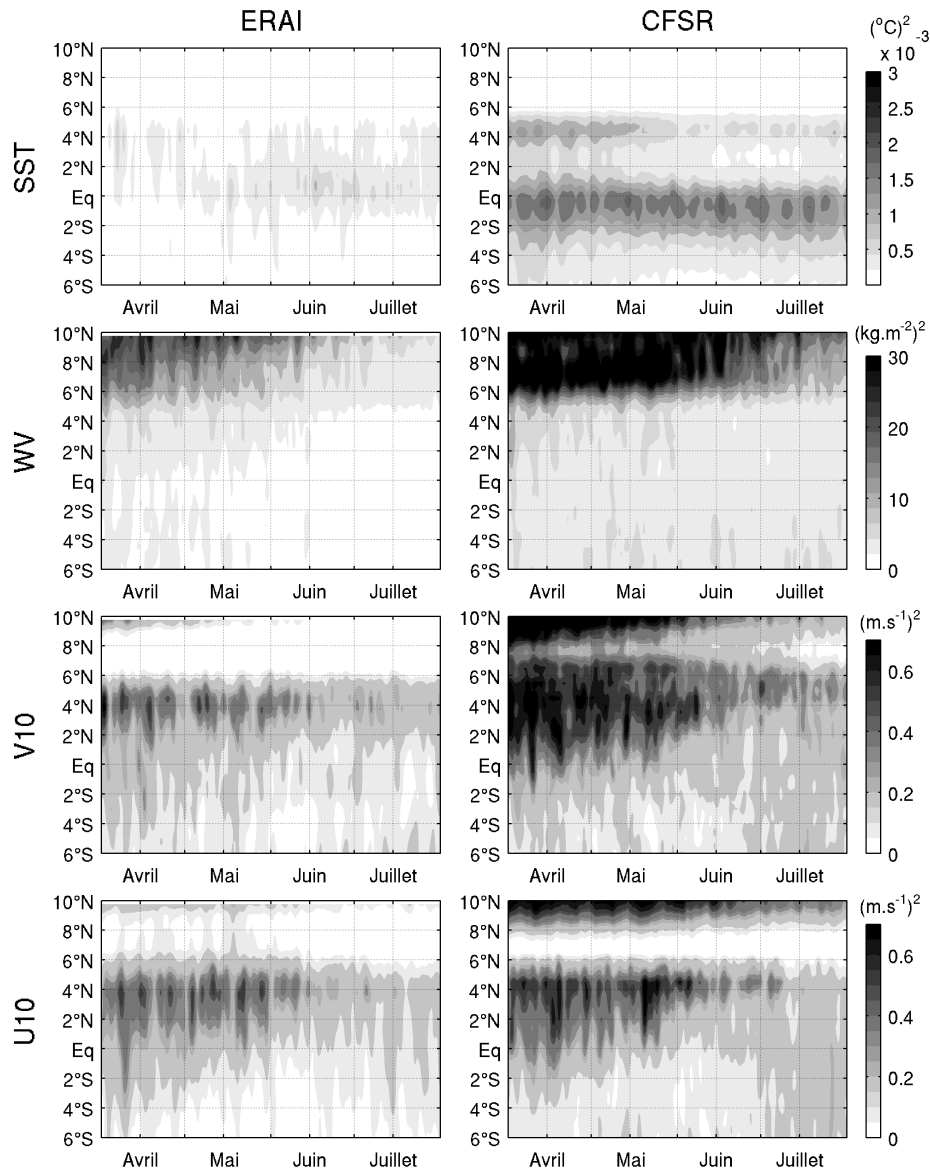


Figure 23 – Analyse en ondelettes entre avril et juillet 2000-2009 de la SST, de la WV et des composantes méridienne et zonale du vent de surface, entre 10°O et 6°E, à partir des réanalyses CFSR et ERA-Interim.

6°S et 6°N. En accord avec les mesures des bouées PIRATA, un cycle diurne plus intense est présent entre 2°S et l'équateur d'avril à juillet. De plus, CFSR montre un cycle diurne à la côte (~5°N) s'atténuant à partir du mois de mai. Cette nette différence entre les deux réanalyses tient probable au fait que CFSR est un modèle couplé océan-atmosphère au contraire de ERA-Interim.

Un cycle diurne en WV est présent entre 6°S et 10°N, avec un maximum au-dessus du continent mais difficilement discernable au-dessus de l'océan. Enfin, les composantes du vent de surface ont un cycle diurne marqué entre l'équateur et 6°N. Il s'atténue progressivement au sud de l'équateur et disparaît presque totalement entre 6°N et 8°N. Les

réanalyses CFSR et ERA-Interim sont en accord sur la répartition en latitude et les évolutions temporelles du cycle diurne en WV et vent de surface. La principale différence s'observe dans la puissance du signal de l'analyse en ondelettes : ERA-Interim a un signal plus faible que CFSR, suggérant que l'amplitude du cycle diurne est moins marquée dans ERA-Interim.

A noter que le cycle diurne semble s'atténuer entre avril et juillet dans toute la région au nord de l'équateur. Ce phénomène est observé à cette saison par Parker *et al.* [2005] dans le cycle diurne du vent au-dessus du continent africain (à 13°N-3°E) et par Bellenger [2007] dans le cycle diurne de la SST dans les océans tropicaux. L'affaiblissement du cycle diurne suggéré par les réanalyses paraît donc réaliste.

Les réanalyses peuvent fournir un aperçu du cycle diurne en altitude. La Figure 24 représente l'anomalie diurne de θ_e et du vent, moyennée entre 10°O et 6°E. Elle est obtenue en calculant les moyennes des valeurs à 0, 6, 12 et 18 h desquelles la moyenne de la série temporelle a été déduite en chaque point.

De manière générale, entre avril et juillet, le cycle diurne de θ_e est présent au-dessus du continent et se limite à la basse atmosphère (< 600 hPa). Les θ_e les plus froides de la journée sont observées à 6 h et les plus chaudes à 18 h. Au-dessus de l'océan, aucun cycle diurne en θ_e n'est visible.

Au-dessus de l'océan, le vent méridien semble peu varier au cours de la journée. La subsidence présente au sud de 2°N tend à ralentir entre 0 et 6 h et à augmenter entre 12 et 18 h. Les réanalyses ERA-Interim et CFSR sont en accord sur ces variations et les différences entre le début de la saison (avril-mai) et la fin (juin-juillet) sont faibles.

Au-dessus du continent, entre 0 et 6 h, le vent méridien de surface accélère vers le nord et la convection ralentit. A l'inverse entre 12 et 18 h, le vent méridien de surface ralentit et la convection augmente. Les deux réanalyses sont en accord sur les variations de vent méridien mais montrent des différences dans celles des mouvements verticaux, en particulier au niveau de la côte vers 5°N. Entre 0 et 6 h, les deux réanalyses sont similaires, les principales différences sont observées entre 12 et 18 h. En effet, dans ERA-Interim, la convection à la côte commence à augmenter à 12 h jusqu'à environ 400 hPa et est pleinement développée à 18 h jusqu'à 200 hPa. Dans CFSR, le maximum de convection à la côte est observé à 12 h jusqu'à 200 hPa et la convection diminue dès 18 h contrairement à ERA-Interim. Enfin, de même qu'en surface, les cycles diurnes observés en θ_e et vent sur la verticale ont aussi tendance à s'atténuer entre avril et juillet.

Le ralentissement des mouvements verticaux la nuit au-dessus du continent ainsi que l'accélération du vent de surface sont des phénomènes observés par Peyrillé et Lafore [2007]

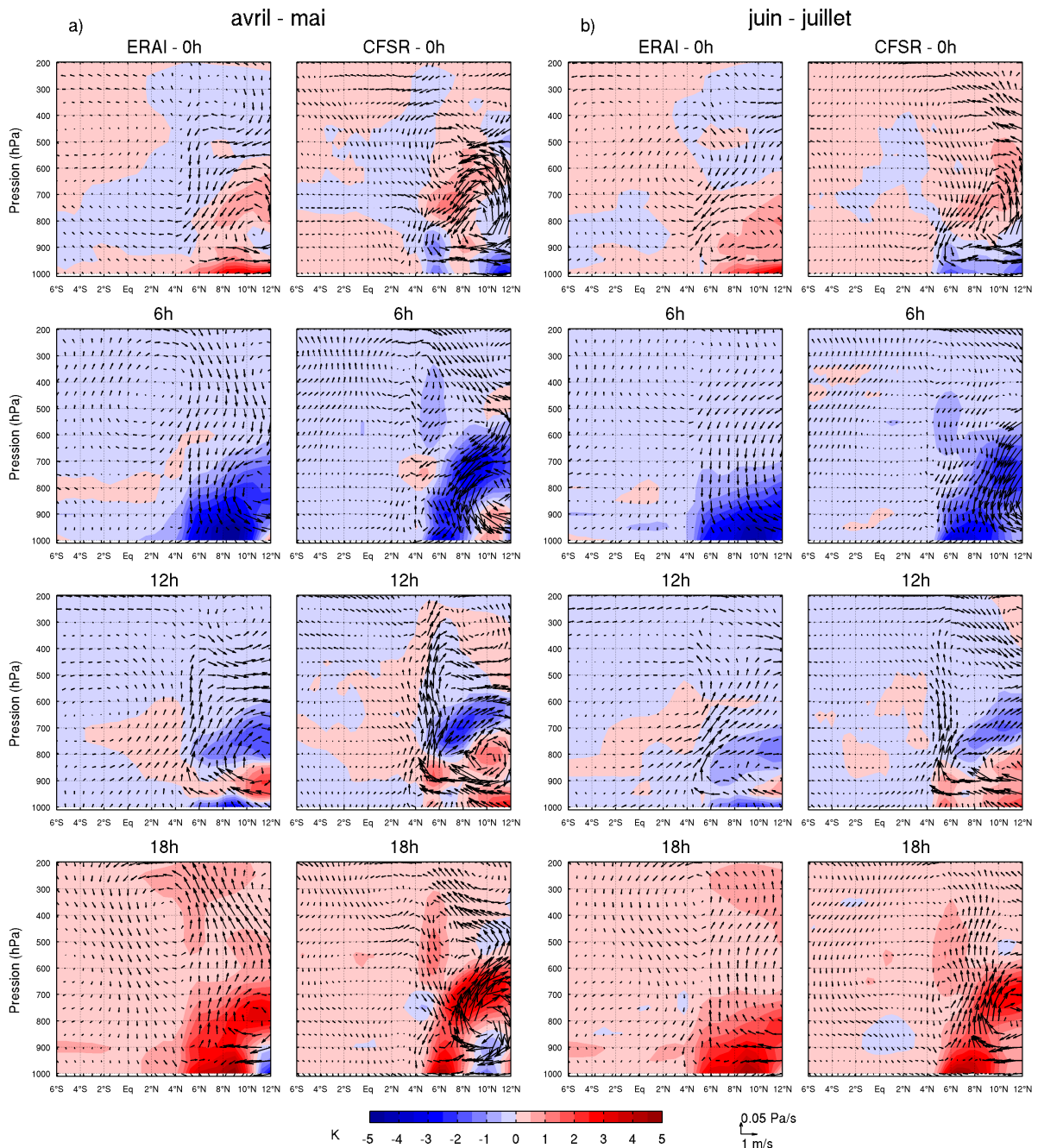


Figure 24 – Anomalie diurne de θ_e (K, couleurs) et du vent (flèches) à 0, 6, 12 et 18h, entre $10^{\circ}O$ et $6^{\circ}E$, à partir des réanalyses CFSR et ERA-Interim, moyennée entre (a) avril-mai et (b) juin-juillet 2000-2009 .

dans leur étude du cycle diurne continental durant la mousson africaine. Ils suggèrent que l'humidité qui alimente la convection profonde est issue de l'advection horizontale dans les basses couches de l'atmosphère la nuit et est redistribuée verticalement par mélange turbulent le jour.

A la côte et au-dessus de l'océan, le cycle diurne a été très peu exploré. Reed et Jaffe [1981] étudient les variations diurnes de la convection profonde au-dessus de l'Atlantique

tropical (centré sur 8°N-23°O). Ils observent une convection maximale en fin d'après-midi au-dessus de l'océan mais vers midi au voisinage de la côte. Les deux réanalyses reproduisent donc bien le maximum d'intensité à 12 h entre la surface et 400 hPa. Cependant, elles sont en désaccord à 18 h car CFSR suggère que la convection diminue à la côte.

En résumé, une forte évolution temporelle est observée entre avril et juillet dans le golfe de Guinée. Au refroidissement de la SST à l'équateur s'ajoute en effet une accélération du vent de surface au nord de l'équateur ainsi qu'un ralentissement au sud de l'équateur, un changement dans la circulation atmosphérique de basse couche et une concentration des précipitations le long de la côte. De plus, le cycle diurne présent dans la région semble s'atténuer à la fin de la saison. Cette évolution temporelle est cruciale puisqu'elle est responsable de la transition entre la phase océanique de la mousson et la phase sahélienne de la mousson. Il est donc essentiel de comprendre les mécanismes impliqués dans cette évolution.

La comparaison d'observations *in situ*, de mesures satellites et de données de réanalyses montre que ces différents jeux de données sont en bon accord sur l'évolution temporelle entre avril et juillet. Cependant, les variations intrasaisonniers semblent plus difficiles à reproduire et les jeux de données sont moins cohérents entre eux. Pour une étude à l'échelle intrasaisonnaire, il est donc nécessaire d'analyser la saison des pluies côtières avec plusieurs jeux de données en parallèle.

Dans cette optique, le chapitre suivant se concentre sur l'année 2006 afin de bénéficier du jeu de données collecté par le programme AMMA pour identifier de manière fiable les principaux processus d'interactions océan-atmosphère dans le golfe de Guinée. Cela permettra ensuite d'utiliser les réanalyses CFSR et ERA-Interim de manière plus objective pour étendre l'étude sur dix ans (*cf.* Chapitre 5).

Chapitre 4

La couche limite atmosphérique marine dans le golfe de Guinée

Durant l'année 2006, le programme AMMA a mené une phase d'observation intensive sur toute l'Afrique de l'Ouest. Ces mesures constituent un jeu de données sans précédent permettant d'illustrer le déroulement d'une saison de mousson. L'étude réalisée ici profite ainsi de l'opportunité de ce jeu de données pour explorer finement la couche limite atmosphérique marine dans le Golfe de Guinée.

4.1 Résumé

Les liens entre la SST et la couche limite atmosphérique marine (CLAM) dans le golfe de Guinée sont étudiés, entre avril et juillet 2006, à partir de données *in situ* collectées lors de la campagne AMMA (*cf.* Chapitre 3), de mesures satellites et de sorties de modèle. La région d'étude, comprise entre 10°O et 6°E en longitude, est divisée en trois zones avec différentes caractéristiques : la zone Nord (4,5°N à 1°N) avec l'atmosphère la plus humide et la SST la plus chaude ; la zone Upwelling (1°N à 4°S) avec le refroidissement de la SST le plus fort ; la zone Sud (4°S à 8°S) avec l'atmosphère la plus sèche et un refroidissement de la SST plus lent que dans la zone Upwelling. La zone clé des interactions océan-atmosphère dans cette région semble être le front de SST entre les zones Nord et Upwelling.

L'étude de la CLAM de part et d'autre du front met en évidence une couche de mélange sensible aux variations de surface, entre la surface et environ 500 m. Elle devient plus épaisse (fine) quand la SST augmente (diminue). La hauteur de la CLAM (environ 1500 m) suit les mêmes variations mais pas exactement colocalisée avec les variations de SST.

L'observation de la CLAM au passage du front de SST montre une intensification du vent de sud-est dans la zone Sud, coïncidant avec une chute de SST dans la zone Upwelling. Dans cette zone, le vent diminue au-dessus des SST froides. En outre, dans la zone Nord, le vent s'intensifie au-dessus des SST plus chaudes. Cependant, cette accélération du vent s'étend de l'équateur à 2°N en avril mais jusqu'à 4°N en juillet. Une zone de convergence est observée au voisinage de 2°N en avril, suggérant une activité convective favorisée à cet endroit.

4.2 Article - *Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring*

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

Volume 137, Issue 657, pages 992–1003, doi:10.1002/qj.808

(Received 20 June 2010; Revised 26 November 2010; Accepted 1 February 2011 10 February 2011;

Published online in Wiley Online Library 12 May 2011)

M. Leduc-Leballeur^a, L. Eymard^b and G. de Coëtlogon^a

^aLATMOS–IPSL, UPMC, Paris, France

^bLOCEAN–IPSL, UPMC, Paris, France

Abstract. *In situ*, satellite and model analyses data in April–July 2006 are used to investigate the links between sea surface temperature (SST) and the marine atmospheric boundary layer (MABL) in the Gulf of Guinea. The study region between 10°W and 6°E is divided into three areas with different characteristics: the North Area (4.5°N to 1°N) with the wettest atmosphere and the warmest SST, the Upwelling Area (1°N to 4°S) with the strongest SST decrease, and the South Area (4°S to 8°S) with a drier atmosphere and a more slowly decreasing SST than in the Upwelling Area. The key zone of the air-sea interactions in this region seems to be the SST front between North and Upwelling Areas. On the one hand, the study of the MABL on either side of the front shows a well-mixed layer between the surface and about 500 m high, sensitive to surface variations, which gets shallower (deeper) when the SST decreases (increases). The MABL height (about 1500 m) follows the same variations but is not exactly collocated with the SST variations. On the other hand, the observation of the MABL across the SST front shows a strengthening of southeasterlies in the South Area coinciding with a strong SST decrease in the Upwelling Area. In the latter, the wind weakens above the colder SST. Besides, in the North Area, the wind strengthens above the warmer SST. However, the wind acceleration spans from the equator to 2°N in April and as far as 4°N in June. A convergence zone is observed in the vicinity of 2°N in April, suggesting a convection activity there, favoured by the SST front.

1 Introduction

In the Gulf of Guinea, an equatorial upwelling develops in boreal summer [Merle *et al.*, 1980 ; Picaut, 1983]. At the same time, the West African monsoon is engaged by an abrupt latitudinal shift of the intertropical convergence zone (ITCZ) from about 5°N in May–June to about 10°N in July–August [Sultan et Janicot, 2003]. Caniaux *et al.* [2011] observed a high correlation between the onset of the equatorial upwelling and this northward jump of the ITCZ. Several authors suggested an influence of the sea surface temperature (SST) cooling on the West African monsoon onset [Vizy et Cook, 2001, 2002 ; Sultan et Janicot, 2003 ; Gu et Adler, 2004 ; Okumura et Xie, 2004]. However, the mechanisms of this influence are still largely unknown.

To provide a better understanding of the processes playing a role in the West African monsoon, the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) programme [Redelsperger *et al.*, 2006b] performed an extensive observation period between 2005 and 2007, with an intensive field campaign in 2006 [Janicot *et al.*, 2008]. Thanks to this programme, the oceanic mixed layer and upwelling processes are better known [Marin *et al.*, 2009 ; Caniaux *et al.*, 2011 ; Wade *et al.*, 2010], as well as the oceanic circulation there [Kolodziejczyk *et al.*, 2009]. However, the marine atmospheric boundary layer (MABL) processes remain poorly documented. In particular, interactions between the SST and the MABL need an exhaustive study in order to understand how the upwelling and the resulting colder SST impact the humidity transport, which comes and supplies the West African monsoon.

Between April and July, the whole eastern equatorial Atlantic is cooling. However, the cooling in the equatorial upwelling is faster and creates a strong SST gradient between the cold water south of the equator and the warmer one north of 1°N. Conversely, the SST gradient at its southern boundary is weak, as the SST is colder south of the upwelling than north of 1°N (Figure 25 (a)). Several previous experiments were conducted in the Pacific and North Atlantic oceans in the vicinity of such SST gradients, such as the Joint Air–Sea Interaction (JASIN; Pollard *et al.* [1983]), the Frontal Air–Sea Interaction Experiment (FASINEX; Stage et Weller [1985]) and the “Structure des Echanges Mer–Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéités Océaniques: Recherche Expérimentale” (SEMAPHORE; Eymard *et al.* [1996]). For a wind blowing from cold to warm SST, a strengthening of the wind, an increase of the turbulent fluxes and a thickening of the MABL above the warm side of the SST front were mainly observed [Businger et Shaw, 1984 ; Friehe *et al.*, 1991 ; Kwon *et al.*, 1998]. These characteristics now need to be studied in the frontal zone in the Gulf of Guinea.

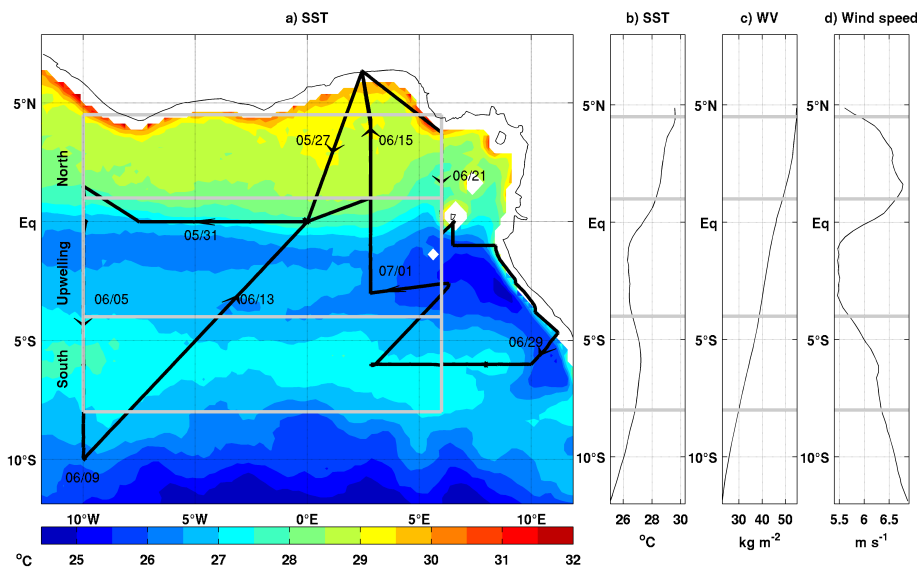


Figure 25. – (a) Map of the mean SST TMI between 15 May and 15 June 2006. The trackline of the EGEE cruise in May–July 2006 in the Gulf of Guinea is superimposed. (b–d) Meridional section averaged between 12°W and 12°E of SST TMI (b), WV TMI (c) and wind speed QuikScat (d). The grey lines define the various areas of the Gulf.

The aim of this study is to explore the MABL characteristics and investigate the possible links between the cooling of the SST leading the development of the front, and the MABL in the Gulf of Guinea during the 2006 season, using in situ and satellite data, as well as model analyses. A focus is made at the time of the equatorial upwelling formation, between April and July 2006. Section 2 describes the data used for the study. General characteristics of the eastern equatorial Atlantic are exposed in section 3, followed by a description of the observed effects of the SST on the MABL, on either side and across the SST front, in section 4. Finally, the results are discussed in section 5.

2 Data

All the data described below were supplied by the AMMA database (<http://database.amma-international.org/>; Fleury *et al.* [2011]).

2.1 In situ data

Within the oceanic component “Etude de la circulation océanique et du climat dans le golfe de Guinée” (EGEE) of the AMMA programme, an oceanic survey of the Gulf of Guinea was made in May–July 2006 (EGEE-3) [Bourlès *et al.*, 2007]. The covered region is located between 5°N–10°S and 10°W–10°E (Figure 25). During the cruise, air temperature, SST, relative humidity and wind were continuously measured, as well as the total column water vapour (WV). Radiosoundings measuring air temperature, relative humidity, pressure and wind were launched two to four times a day.

2.2 Satellite measurements

Satellite measurements were used to supplement and put the EGEE-3 survey into a regional perspective. Specifically, the TRMM Microwave Imager (TMI) measures the SST through clouds, except under rainy conditions, and the WV [Wentz, 1997 ; Wentz *et al.*, 2000]. In addition, the QuikScat (Quick Scatterometer) satellite provided wind vector data [Liu *et al.*, 2000]. These satellite data are available as 3-day running mean on a 0.25° grid.

2.3 ECMWF operational analyses

The operational analyses from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) provide surface parameters (air temperature, SST, WV and wind) and atmospheric profiles (air temperature, specific humidity and wind). In contrast to the satellite data, they allow the study of the low atmosphere vertical structure. The horizontal resolution is 0.25° from April to July 2006 with 6-hourly data (0, 6, 12 and 18h). The 91 model levels provide a good vertical precision for the boundary layer study, with 20 levels between the surface and about 3000 m. However, the available dataset on the AMMA database is limited to 5°S in latitude.

2.4 Consistency analysis of the datasets

Figure 26 shows the hourly mean of the SST and WV measured along the cruise compared to the closest satellite and model data in time and space. The mean and standard deviation (STD) are very similar for the three SST datasets (Table 2). However, if the mean differences between cruise measurements, satellite and ECMWF SST data are very small, some important differences exist punctually (STD of about 0.5°C). The same goes for the WV, where the most important differences are observed near the African coast (about 10 kg m⁻² during 15–25 June and the first days of July), where the rainfall perturbs the sensor. Note that the EGEE-3 cruise radiosoundings and QuikScat wind measurements are assimilated in the ECMWF operational analyses.

3 Overview of April–July 2006

Figure 25(a), which shows the TMI SST mean map from 15 May to 15 June 2006, suggests a zonal pattern of the SST in the eastern equatorial Atlantic, and similarly for TMI WV and QuikScat wind speed (not shown). Roughly, three different regions appear between 5°N and 10°S during boreal spring, visible on the zonal mean of the SST, WV and wind speed (Figure 25(b)–(d)): north of the equator, characterized by the wettest atmosphere and the warmest SST; south of the equator, less wet and with the coldest SST;

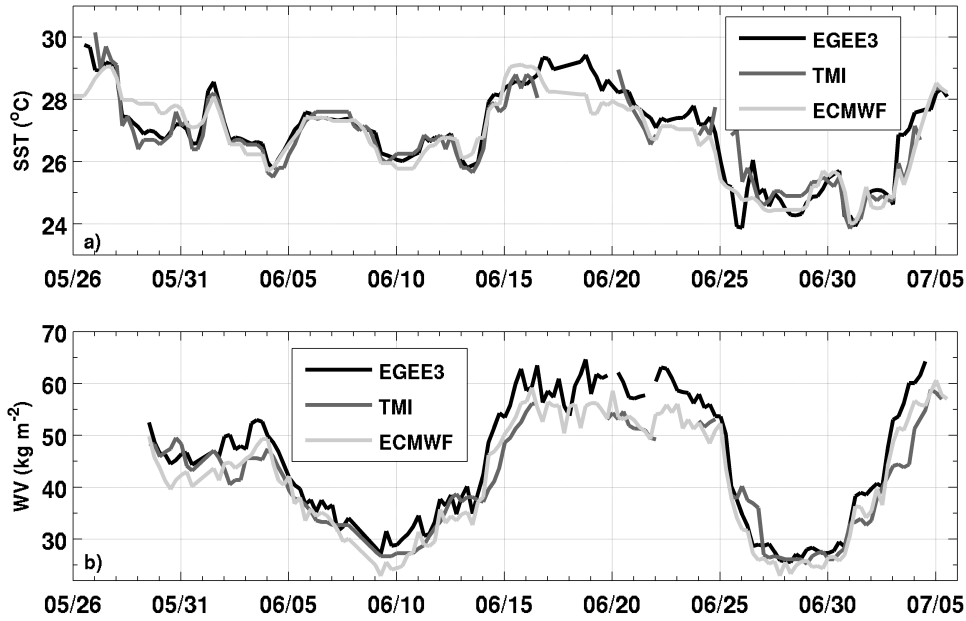


Figure 26. – Hourly mean SST (a) and WV (b) during the EGEE cruise from 27 May to 5 July 2006. TMI satellite and ECMWF operational analyses of 0.25° resolution at the closest grid point and time from the ship location.

Table 2. – Mean and standard deviation (STD) of SST and WV for in situ, satellite and operational analyses data.^a

	SST (°C)			WV (kg m ⁻²)		
	EGEE	TMI	ECMWF	EGEE	TMI	ECMWF
Mean	26.88	26.65	26.76	45.1	40.0	41.9
STD	1.38	1.22	1.31	12.5	9.6	11.3
Mean diff.	-	-0.01	-0.13	-	-3.2	-3.8
STD diff.	-	0.50	0.54	-	4.1	2.1

^aDifference between in situ data used as reference and satellite data and operational analyses.

and a drier southern zone with a slightly warmer SST. The wind follows a similar scheme: maximum north ($> 6.5 \text{ m s}^{-1}$), strongly decreasing south of the equator (about 5.5 m s^{-1}), and then strengthening again in the Southern Atlantic ($> 6 \text{ m s}^{-1}$; Figure 25(d)). The WV increases linearly from south to north (Figure 25(c)). These three areas were therefore delimited for the study, as in Marin *et al.* [2009]: the North Area from 4.5°N to 1°N, the Upwelling Area from 1°N to 4°S and the South Area from 4°S to 8°S (grey frames in Figure 25(a)). These areas were taken between 10°W and 6°E in longitude, far from the African coastline and islands.

Figure 27 shows the TMI and QuikScat measurements averaged in each area from April to July 2006. At first sight, a decrease of 5–6°C over the whole period is generally observed in the SST, as well as a WV decrease of about 15 kg m^{-2} . In agreement with Figure 1(d), the WV exhibits a sharp south–north gradient from April to July 2006, with

the humidity maximum standing in the North Area. Southeasterlies in the South Area become southsouthwesterlies in the North Area after crossing the equator, due to the Coriolis effect, turning from a leftward deflection of the wind into a rightward deviation.

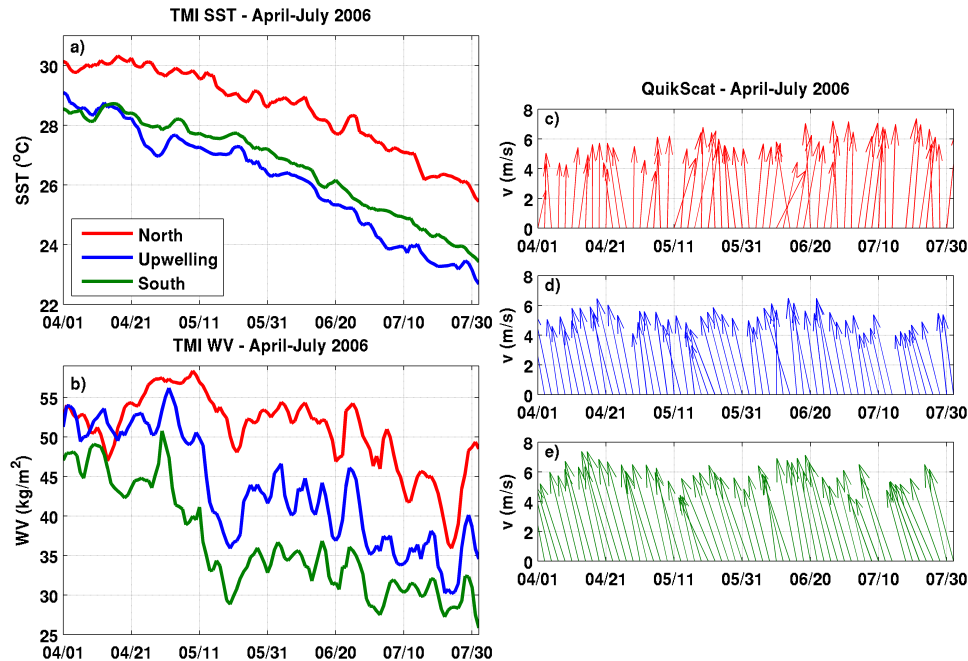


Figure 27. – SST (a) and WV (b) measured by TMI and wind vector by QuikScat from May to July 2006 for North (c), Upwelling (d) and South Area (e).

The Upwelling Area is marked by the most intense SST cooling between April and July (of 6.4°C). This cooling is not smooth and continuous, but results from the succession of events of various durations. As the cooling is less important in the South Area, the SST is globally 0.5°C warmer than in the Upwelling Area. Moreover, the mean surface wind in the South Area weakens from about 7 m s⁻¹ to less than 6 m s⁻¹ in the Upwelling Area. In both areas, the surface wind tends to weaken after the end of June.

A similar comparison shows that the mean SST from April to July in the North Area is 2.4°C warmer than in the Upwelling Area. This meridional SST gradient between the equator and 1°N is stronger in July (with a mean difference between the two areas of about 3°C) than in April (about 1.8°C). In April, the surface wind is quite weak (less than 5 m s⁻¹) in the North Area, but strengthens from May to July to reach 6.9 m s⁻¹ (against 5.4 m s⁻¹ in the Upwelling Area). In parallel, whereas the Upwelling Area sky is mainly clear, the North Area has an overcast sky with the presence of some high clouds (MSG classification, Derrien et Le Gléau [2005], not shown). Thus a strong intraseasonal variability in the SST, wind speed and WV is exhibited in Figure 27.

A wavelet analysis was performed on the parameters in the three areas and revealed three main modes (Figure 28). In each area, the WV variability is dominated by a 40-day

periodicity. Time series spanning over 4 months are too short to statistically confirm a mode with a 40-day periodicity here, but at least this agrees with Eymard *et al.* [2010], who also found an intraseasonal 30- to 40-day mode between 5°W–5°E and 20°S–10°S in the 2005–2007 period, by using AMSU–B data on the humidity in the troposphere (at about 3 and 8 km of altitude). This frequency could be linked to a Madden–Julian oscillation [Matthews, 2004 ; Janicot *et al.*, 2009], or also perhaps to the Southern Hemisphere equivalent of the North Atlantic Oscillation [Foltz et McPhaden, 2004]. Then, a mode with periods from 15 to 20 days dominates the SST intraseasonal variability in the three areas, with the strongest domination found in the Upwelling Area. This is also observed in the wind variability in the three areas, equally, albeit less intensely. Eventually, an 8- to 10-day mode appears in the wind and WV variability for the Upwelling and South Areas. These various variability modes are discussed in section 5.3.

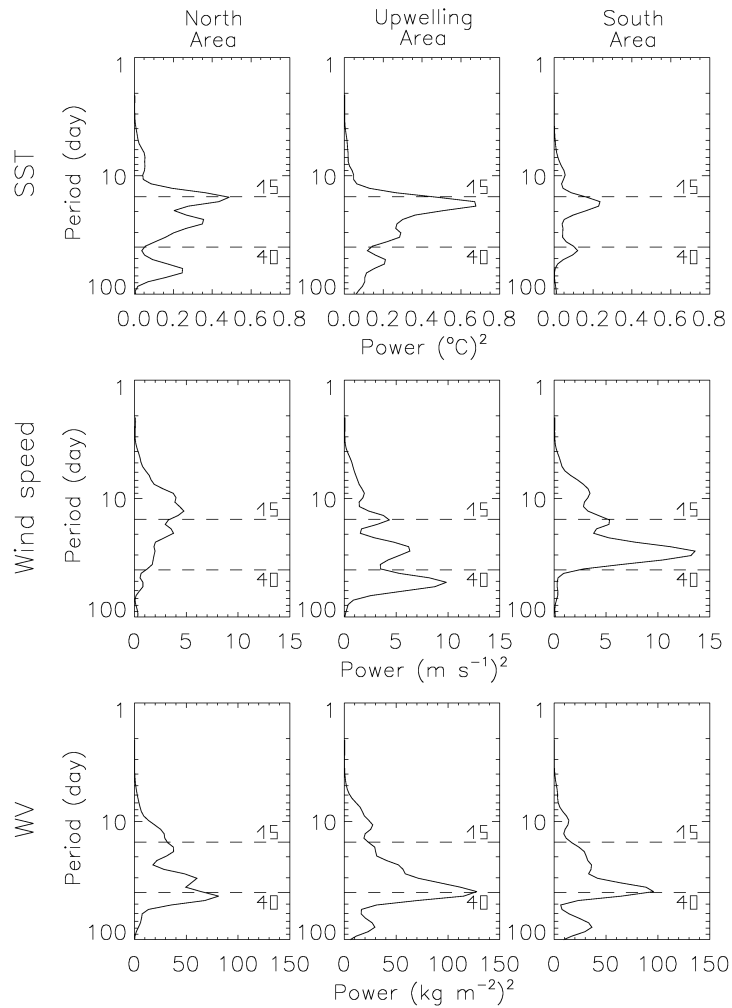


Figure 28. – Mean wavelet spectrum energy for the TMI SST (top), QuikScat wind speed (center) and TMI WV (bottom) between April and July 2006 in North (right column), Upwelling (centre column) and South Area (left column). A high pass filter was applied to remove the seasonal signal.

Altogether, this suggests that the upwelling development influences the low atmosphere circulation, spatially (since it divides the region into roughly three areas), as well as temporally. The strong meridional SST gradient between the Equator and 1°N appears to be a key zone for the air–sea interactions in the eastern equatorial Atlantic: in order to properly address the processes affecting the MABL response to this SST front, it is useful to make a clear distinction between the processes occurring on either side of the front and those occurring in the frontal region itself.

4 Impact of the SST front

4.1 Mean characteristics of the MABL on either side of the SST front

A first approach to study the link between the SST and the MABL was to compare the vertical MABL structures above the cold SST in the Upwelling Area and the warmer SST in the North Area. Figure 29 shows the mean profiles of the soundings made above the cold SST (between 0°N and 3°S) and the warmer SST (between 4.5°N and 1°N) from 2 to 5 July 2006, when the ship followed a meridional direction along 3°E. A preliminary study of the SST, wind and relative humidity variations showed that their diurnal cycle does not perturb the mean of the soundings made at different hours (not shown).

The mean potential temperature exhibits very similar profiles on both sides of the front (Figure 29(a)). Two different layers in the MABL are observed: a well-mixed layer, extending from the surface up to 500 m high, and the layer up to the MABL top, characterized by a large stability.

In the mixed layer, anearly constantpotential temperature takes place, in agreement with the existence of strong surface buoyancy fluxes near the surface [Small *et al.*, 2008], a strong relative humidity (Figure 29(b)) and a maximal wind speed (Figure 29(c)). Note that the wind speed in the mixed layer is weaker (about 6.5 m s⁻¹ maximum) on the cold side than above the warm SST (8 m s⁻¹ maximum), in agreement with the observations made in the previous section with satellite wind data at the surface.

The location of the MABL top can be seen here in the profiles of Figure 29 as a decrease in the relative humidity, a wind speed minimum and a sharp wind shear where the wind turns westward. Significant contrasts appear between the profiles above the cold and warm sides. The MABL is wetter above the warm side: the relative humidity is of about 90 % on average in the MABL and remains important (more than 80 %) above the MABL top at the vicinity of 2000 m high. Moreover, the wind speed minimum (of 2.7 and 2.2 m s⁻¹ respectively above the cold and the warm SST) stands higher on the warm side (1600 m) than on the cold side (1100 m). The same applies to the wind shear altitude. Thus, these observations show that the MABL is thicker above the warm SST than the cold SST. This agrees with the clear spatial and temporal coherence found in

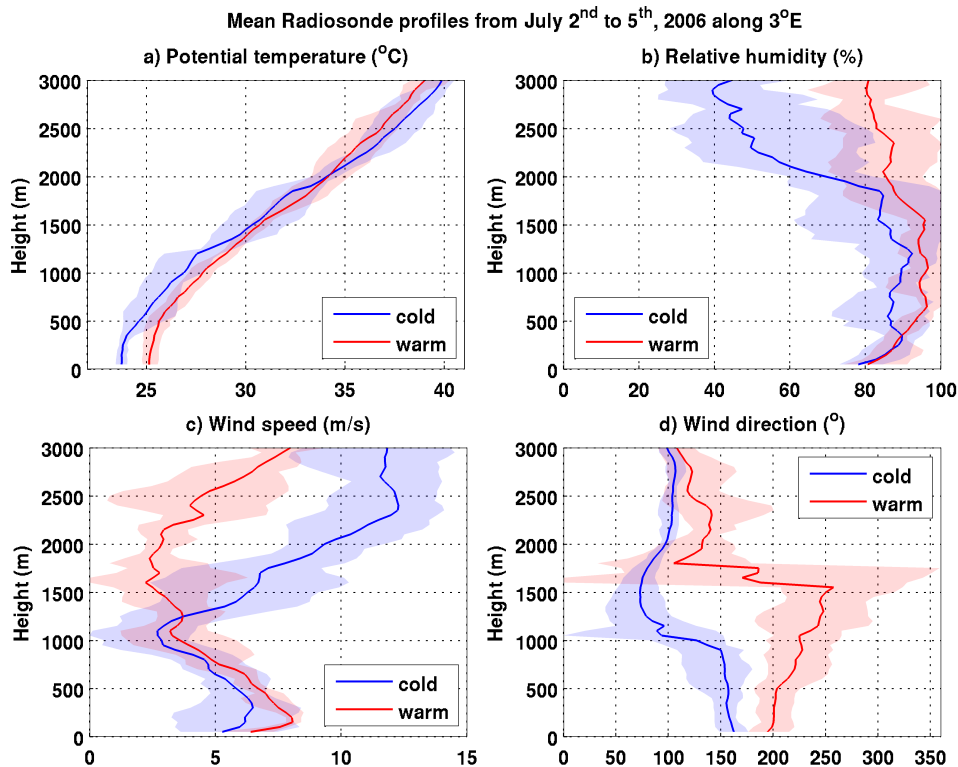


Figure 29. – Mean profiles of (a) potential temperature ($^{\circ}\text{C}$), (b) relative humidity (%), (c) wind speed (m s^{-1}) and (d) wind direction (0° northward, clockwise) over warm (plain lines) and cold sides (dashed lines) with envelope as computed by the EGEE radiosondes from 2 to 5 July 2006, along 3°E . There are 4 (5) radiosondes for the warm (cold) side.

the previous section between the surface wind and SST patterns. Several previous studies of the SST front in the Pacific or North Atlantic also emphasized the same characteristics [Businger et Shaw, 1984 ; Friehe *et al.*, 1991 ; Kwon *et al.*, 1998 ; Hashizume *et al.*, 2002 ; Small *et al.*, 2008]. To obtain a wide view of the differences between both sides of the SST front, ECMWF operational analyses are used to compute the mixed layer and the MABL heights.

4.1.1 Determination of the mixed layer and MABL heights

Several methods exist to compute the MABL thickness. The cloud base was often used as a cut-off for the MABL [Kwon *et al.*, 1998]. Wayland et Raman [1989] and Hashizume *et al.* [2002] used virtual potential temperature profiles, searching the maximal gradient. Mathieu *et al.* [2004] computed the MABL height by using the Richardson number, but this method requires the fixing of a critical Richardson number, on which the MABL height depends strongly. This is the method used in the ECMWF analyses, but it leads generally to thinner MABL layers than those observed [Palm *et al.*, 2005].

Here, the potential temperature criterion was used (note that using the virtual potential temperature instead does not change the results). As shown in the previous section,

EGEE-3 soundings led to defining the MABL top as the altitude where the gradient of the potential temperature between 700 and 2500 m is maximal. The definition of the upper limit prevents the top rises up to several kilometres in the deep convection areas; the lower limit stops at the mixed layer top, which can also be characterized by a strong potential temperature gradient [Hashizume *et al.*, 2002]. Thus the mixed layer top can be defined as being collocated with the lowest level where the potential temperature increases by more than 0.3 K with a 100 m increase in height. In some cases, where the mixed layer is more than 700 m high, it is considered to merge with the MABL top. Moreover, a strong draining exists at the MABL top: a comparison with the specific humidity maximum gradient can be used to check the consistency of this maximum altitude with the MABL height computation. They are in very good agreement, except near the Guinean coast and in the northeastern part of the domain, where some deep atmospheric convection takes place (not shown).

4.1.2 Structure of the mixed layer and MABL

Maps of MABL and mixed layer thicknesses were computed with these criteria by using ECMWF operational analyses. In early May, when there is no SST front at the equator, no characteristic pattern is observed (not shown). As the SST front develops, however, the layer heights change. Figure 30 shows the average of the mixed layer and MABL heights in the first 10 days of July 2006, when the SST front is well established. Their thickness is clearly larger over a warmer temperature: about 1800 m for the MABL and 550 m for the mixed layer are observed on the warm side, against about 1000 m and 350 m respectively on the cold side. Moreover, the spatial fluctuations of the mixed layer height are very well collocated with the SST ones. This indicates that the mixed layer fully responds to the local SST changes through heat flux variations. The changes in MABL height due to the SST front also show very similar spatial fluctuations, albeit located downstream of the SST gradient. This difference between mixed layer and MABL is discussed in section 5.

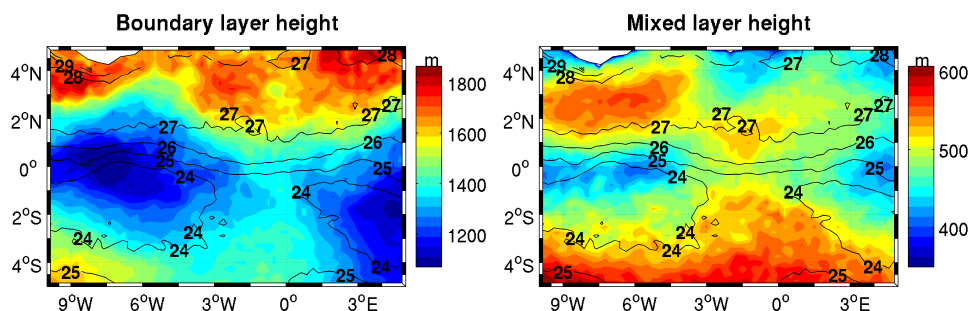


Figure 30. – Boundary layer (left) and mixed layer (right) height (m, colours) computed with ECMWF operational analyses and SST TMI ($^{\circ}\text{C}$, black contours) between 1 and 10 July 2006.

4.2 Across the SST front

A second approach consisted of investigating the MABL during the crossing of the SST front, in particular when there is a strong cooling in the Upwelling Area. Indeed, the development of the equatorial cold tongue between April and July is not smooth and continuous. Instead, its formation results from the succession of cooling events of short or long duration (Figure 27). In parallel to these events, short or long periods of stronger wind are observed.

Figure 31 focuses on two particular sequences of 10 days each, at the end of April and June 2006, during a strong wind event (about 9 m s^{-1}) in the South Area. A strong negative SST anomaly ($< -0.5^\circ\text{C}$) develops south of the equator and stretches as far as 3°S in April and 5°S at the end of June (Figure 31(a)). In both sequences, a strong wind appears in the South Area, slows down above the cold SST in the Upwelling Area and then accelerates north of the Equator. This acceleration stops around 2°N in April, but reaches 4°N at the end of June. Moreover, the surface wind is convergent north of 2°N in April (Figure 31(b)), where the WV is maximal ($> 60 \%$), suggesting the occurrence of deep atmospheric convection there. Conversely, no convergence is observed at the end of June, when the northern part of the Gulf of Guinea is rather dry ($< 55 \%$). This agrees with Janicot et al. (2008), who described an intensification of the convective activity during the second half of April and most of May 2006 off the Guinean coast, and a weakening of the convection at the end of June, as the ITCZ migrates northward. Thus, in the same way as the MABL thickness (see previous section), some differences take place depending on the period within the April–July season. However, the physical processes of the air–sea interactions remain quite similar all along the season.

In order to investigate these physical processes linking the fluctuations in the low atmosphere and the surface ocean during the successive SST coolings, composites were computed and averaged in the meridional band between 6°W and 10°W . This area was chosen because it is far from the African coastline to the East, while staying within the EGEE–3 cruise area and thus benefiting from its data assimilation in the ECMWF model. Moreover, the oceanic and atmospheric patterns are the most marked there (see, for example, Figure 25 for the SST and Figure 30 for the MABL height). The largest SST variation is located between 1°S and 3°S over the whole period. The criterion used to extract the set of dates for the composite is a SST cooling of at least 0.1°C per day in the TMI data averaged over the $6\text{--}10^\circ\text{W}/1\text{--}3^\circ\text{S}$ region. This zone between 1°S and 3°S is chosen because it is in the Upwelling Area where the cooling is the most intense and away from the transition zones between the other areas. Thirty–two days of such cooling events were found between April and July 2006 (representing about 25 % of the time period). This set was then divided into two subsets: the first one selects only short cooling events

of only 1 day duration (10 events selected, case 1), and the second one selects the cooling events lasting between 2 and 5 days (22 selected, case 2). Composites on both datasets of these dates were computed using satellite data (TMI SST and WV, QuikScat wind) and the ECMWF operational analyses. Composites with temporal lags were computed, from 2 days before the cooling dates to 7 days after, showing the complete event development on a full 10-day period in both cases (short and long). Eventually, at each meridional gridpoint, the significance of the composite was tested using a Monte Carlo method: 1000 subsets of 10 days were randomly generated between April and July 2006, and the 901st value among the sorted 1000 resulting composites gave the 10 % significant threshold.

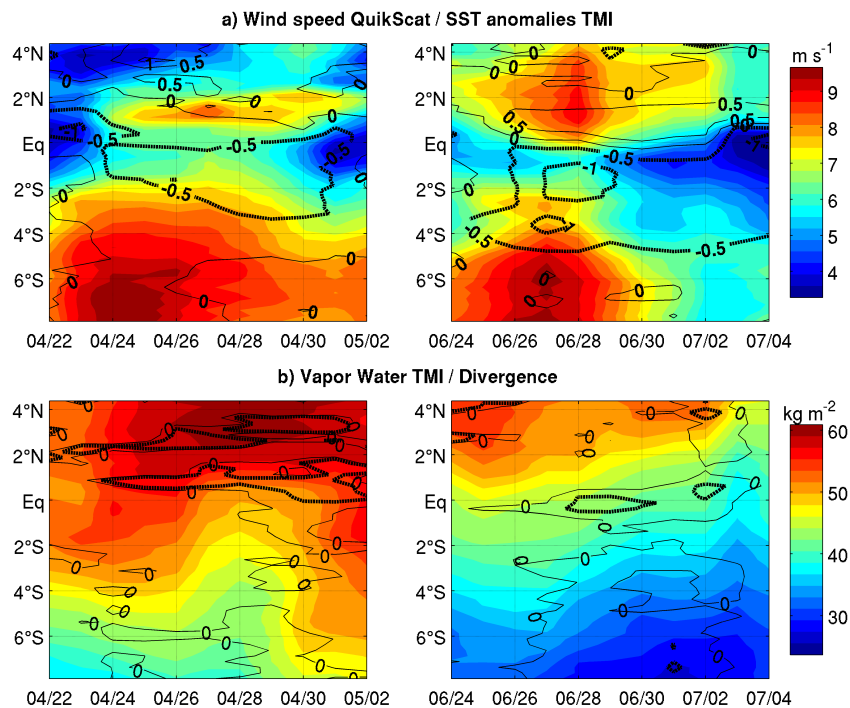


Figure 31. – (a) QuikScat wind speed (colours, $m s^{-1}$) and TMI SST anomaly (black contours, $^{\circ}C$) between 22 April and 2 May 2006 (right) and 24 June and 4 July 2006 (left). Anomaly is computed removing by the cubic tendency in the SST time series. (b) TMI WV (colours, $kg m^{-2}$) and wind divergence computed with QuikScat measurements (only two contours are plotted: plain for 0 and dotted for $1.10^{-5}, s^{-1}$).

Figure 32 shows the composites of the TMI SST and the QuikScat wind speed. In case 1, in the southern part of the domain, a strong wind ($> 7.5 m s^{-1}$) precedes the SST cooling (lag -2 to 0) and tends to slow down afterwards (about $7 m s^{-1}$). In comparison, in case 2, the wind is stronger and longer ($> 8 m s^{-1}$, from lag -1 to lag 3) and slows down around lag 4 (about $7.5 m s^{-1}$). In both cases, between $2^{\circ}S$ and the equator, the surface wind is clearly much weaker, both spatially and temporally, with a cooler SST in parallel: this agrees with a vertical stability in the MABL increased by a colder SST, which would limit the downward momentum flux of stronger winds aloft (as described in Wallace *et al.* [1989]). North of the SST front, the wind strengthens up to $7 m s^{-1}$ for a

period significantly longer in case 2 than in case 1 at 2°N (Figure 32). Other tests show that the patterns are generally not significant in case 1, suggesting that isolated SST cooling events are not linked to some notable change in the atmosphere.

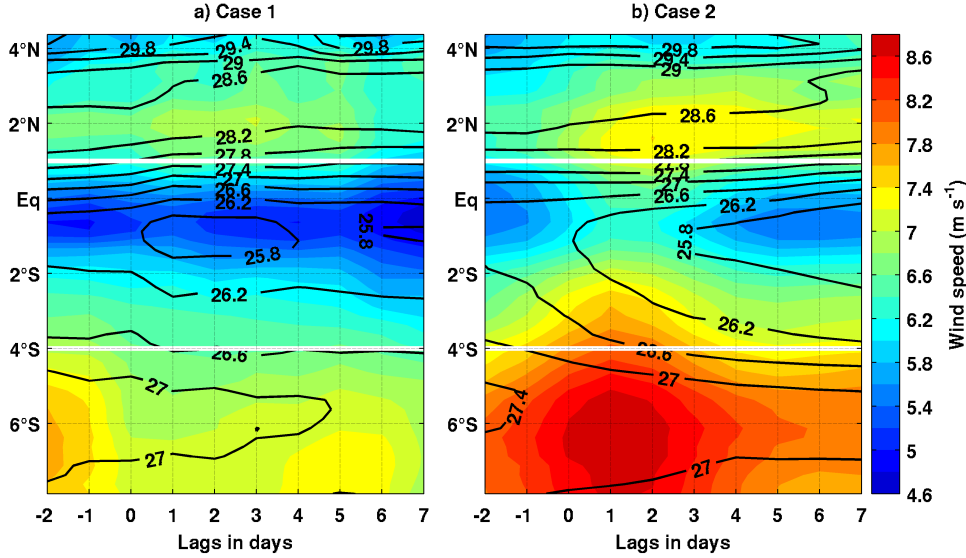


Figure 32. – QuikScat wind speed (colours, $m s^{-1}$) and TMI SST (black contours, $^{\circ}C$) composites for (a) case 1 and (b) case 2 (see text for details). White lines limit the various areas of the Gulf.

Composites of the ECMWF operational analyses for case 2 in the three areas are shown in Figure 33. Unfortunately, this dataset is only available over a region limited to 5°S in latitude (section 2); thus the South Area is restricted here between 4°S and 5°S. The wind pattern up to about 2000 m high remains similar to the surface wind one (Figure 33(a)–(c)): the wind strengthening during the first days is indeed observed in the whole MABL, as well as its weakening above the cold SST in the Upwelling Area (at lag 4). A wind speed minimum is also reached in the North Area at lag 3. However, the wind is much slower there than in the Upwelling Area, contrary to what was observed in the composites of satellite data (Figure 32). Hersbach [2010] observed the same underestimation of the surface wind speed in the Gulf of Guinea by the operational ECMWF when compared with scatterometer data, and suggested it could be due to stability-dependent errors in the ECMWF boundary layer formalism. Note, however, that the wind maximum is observed at an altitude of about 500 m, in agreement with the radiosoundings shown in section 4.1.

As both relative humidity and potential temperature are continuously and strongly stratified between the surface and 3 km high (not shown), their anomalies were computed by removing the temporal cubic tendency at each gridpoint (latitude, longitude, altitude) and their composites performed on these anomalies instead of their absolute values. A strong positive anomaly of relative humidity is observed in the MABL with a maximum near the top of the MABL (about 2000 m) in the three areas around lag 3 (*i.e.* 3 days

after the SST cooling, Figure 33(d)–(f)). This coincides with a strong negative anomaly of potential temperature. At this altitude, just above the top of the MABL, the winds are no more northwestward as in the MABL, but have a strong westward component (not shown), advecting colder and wetter air from the free troposphere further east (toward the African continent), thereby creating these anomalies.

While these colder and wetter anomalies are restricted to the top of the MABL in the Upwelling and South Areas (other anomalies observed in both of these areas are generally not significant and thus will not be discussed), in the North Area, on the contrary, the relative humidity anomaly stretches significantly vertically in the whole MABL column around lag 3. The WV would thus be logically stronger than usual in the North Area from lag 1 to 5, which was indeed found in the TMI WV composites, as well as in the TMI liquid cloud water north of 2°N (not shown). Moreover, the cold anomaly of air temperature at the top of the MABL is found, as well as at its base. The presence of such a wet and cold atmosphere in the whole column in the North Area suggests an increased convective activity in the low atmosphere, a few days after the strongest wind event taking place in the southern part. This is probably linked with the signal found in the composite of the TRMM rainfall product (3b42, Huffman *et al.* [2001]), which exhibits significant precipitation at the same time north of 2°N (not shown).

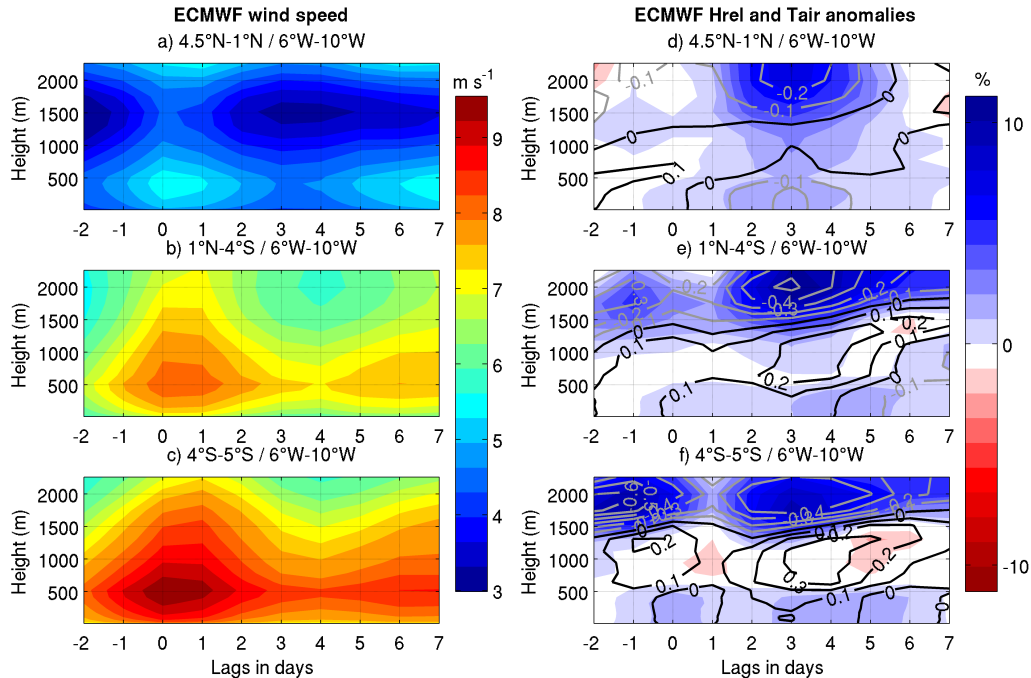


Figure 33. – ECMWF operational analyses composite of (a–c) wind speed (m s^{-1}) and (d–f) relative humidity (colours, %) and air temperature (contours (grey negative and black positive), $^{\circ}\text{C}$) anomalies for case 2 according to altitude averaged between 6°W and 10°W and in three boxes: North Area (a,d), Upwelling Area (b,e) and $4\text{--}5^{\circ}\text{S}$ (c,f). Anomalies are computed removing the cubic tendency in the time series.

5 Discussion and conclusion

5.1 The interaction between oceanic surface and atmosphere

The analysis of the 2006 boreal spring provides some information on the air–sea coupling mechanisms in the Gulf of Guinea. With a composite analysis based on the SST cooling in the Upwelling Area (section 4), it was shown that this cooling is led by an intensification of the southeasterlies in the South Area. The cooling starts immediately, and leads to a maximum SST anomaly a few days later. This agrees with de Coëtlogon *et al.* [2010], who found similar results by performing lagged linear regressions onto an intraseasonal index of the SST variability on years 2000–2007. It was proposed that the SST cooling was partly due to the horizontal advection of colder waters in the cold tongue, dragged northward by stronger than usual southerlies, and also probably to vertical mixing oceanic processes (entrainment + diffusion). The wind strongly slows down in the Upwelling Area, and strengthens in the North Area. A linking mechanism between the SST and the wind was first described by Sweet *et al.* [1981] and Wallace *et al.* [1989]; the vertical stability of the atmospheric column is enhanced through decreased surface turbulent heat fluxes when passing over colder water, and this would decrease the downward vertical momentum flux coming from the stronger winds aloft (*i.e.* from the top of the atmospheric mixed layer, which is about 500 m high in this region, as shown in section 4.1.1). As the wind blows from cool to warm waters, the surface fluxes increase, the atmospheric mixed layer is destabilized, and the vertical mixing enhances, increasing the observed surface winds.

However, a decrease in the wind speed is observed not only in the surface winds but also in the whole MABL (Figure 33, left); this suggests that the mechanism could rather be linked to the dynamics of the MABL itself, and particularly to the adjustment of its height, instead of a simple shear in the sole mixed layer. This is confirmed by the very good spatial correlation obtained between the SST and the MABL height (and to a lesser extent the mixed layer height) when the latter was averaged over a 10–day period (Figure 30). These results are thus in agreement with previous studies [Sweet *et al.*, 1981 ; Wayland et Raman, 1989 ; Kwon *et al.*, 1998 ; Hashizume *et al.*, 2002], which discussed in particular how the adjustment of the mixed layer and the MABL to a SST front differs: the thin mixed layer responds to the local changes in the SST, whereas the thicker MABL follows the SST variations with a spatial and temporal lag, due to the advection by the mean atmospheric flow.

5.2 Role of the SST front

The SST front also has an effect on the MABL dynamics. Indeed, Small *et al.* [2008] explained that pressure anomalies are due to the change in air temperature and moisture induced by the SST front, with lower pressure over the warm air, and higher pressure over the cold air. Due to the thermal advection, the length scale of the adjustment of the whole MABL may be longer than the SST frontal width. The height of the MABL maximal gradient is hence located downstream of the SST gradient. No clear signal can be seen in the sea-level pressure composite (not shown). In the same way, no significant signal was obtained directly in the composites of the MABL height, but this probably comes from the delayed response of the MABL height to SST fluctuations. Moreover, this height is computed indirectly from the discretized model levels in the operational model, which must raise large uncertainties. However, the strong positive anomaly in the relative humidity found in the composites at the top of the MABL is an indirect proof of this influence (Figure 33, right): as most of the humidity remains within the boundary layer, by definition, a very strong vertical gradient of humidity takes place at its top; it is thus expected to produce large anomalies of humidity around the MABL top, even with weak fluctuations of its altitude (note that this could result from a local budget of humidity, as well as from the advection of some air with different temperature and humidity in the free troposphere).

Thus the cold tongue development tends to stabilize the atmosphere above the cold water, but the equatorial SST front strongly destabilizes the MABL in the northern part of the cold tongue. This suggests a link between the upwelling development and the onset of the coastal rainfall season, since the latter benefits from the increased atmospheric instability leading to the development of convective activity [Thorncroft *et al.*, 2011]. The presence of a strong atmospheric convergence north of 2°N in April–May 2006 (Figure 31(b)), which migrates northward in June–July, therefore suggests an influence of the upwelling on the convection. This is also emphasized by the greater cloud cover over the warm side of a SST front, which was observed here with the MSG classification in the North Area (not shown) and in other several studies [Rogers, 1989 ; Deser *et al.*, 1993 ; Xie, 2004 ; Small *et al.*, 2008]. For example, Pyatt *et al.* [2005], who studied the structure of the MABL over an SST front in the tropical eastern Pacific Ocean, found variable cloudiness on the cold side (coverage of 20–90 %), and high cloudiness (greater than 80 %), as well as being quite constant in time, on the warm side with the highest cloud tops, which suggests deep convection. Further investigations are thus needed to document the interaction between the SST front and the coastal convection.

5.3 The intraseasonal variability mechanisms

The intraseasonal variability of the SST and the surface wind was investigated using wavelet analysis (Figure 28). This showed a very robust 15– to 20–day main periodicity in both SST and wind speed. Garzoli [1987], Houghton et Colin [1987], Athié et Marin [2008] and Guiavarc’h *et al.* [2009] determined that this intraseasonal variability in the SST is rather locally forced by the 15–day variability found in the surface wind. On the other hand, Athié et Marin [2008] showed that the intensity of this signature depends strongly on the presence, and intensity, of the seasonal SST front, north of the equatorial cold tongue. The intraseasonal variability of the wind has also been linked to a zonal dipole of convection between the Guinean coast and the mid–Atlantic [Sultan *et al.*, 2003 ; Mounier et Janicot, 2004 ; Mounier *et al.*, 2008]. In addition, a large part of the wind in the Gulf of Guinea can be related to the Santa Helena anticyclone [Marin *et al.*, 2009 ; de Coëtlogon *et al.*, 2010]. Although the latter does not exhibit a significant biweekly variability [de Coëtlogon *et al.*, 2010], the South Atlantic variability could nonetheless explain the 8– to 10–day mode which appears in the wind and WV variability in the Upwelling and South Areas (section 3). Indeed, the composite analysis and the study of specific wind bursts in April and June (section 4) showed that some strong wind events are more effective for the SST cooling, south of the equator. In the same way, Marin *et al.* [2009] observed that the intraseasonal intensifications of the southeast trades are the major contributor to the SST cooling, but that their efficiency depends crucially upon their intensity, their equatorward extension, and the local oceanic conditions at the time of their occurrence. This can suggest that the wind bursts are possibly most effective when the 15–day wind variability in the Gulf of Guinea and the shorter one in the South Atlantic are in phase. A study of the link between these two variability modes could be interesting.

5.4 Summary and perspectives

The influence of the SST cooling on the MABL in the Gulf of Guinea from April to July 2006 was investigated using in situ measurements, satellite data and ECMWF operational analyses. A short description of the region (5°N–10°S/10°W–6°E) led to the definition of three areas, which globally become cooler and dryer during this period. The North Area (from 4.5°N to 1°N) is the warmest, wettest and cloudiest, with southerlies tending to strengthen by the end of June and turn northeastward. The Upwelling Area (from 1°N to 4°S) has the coldest SST, but the humidity remains high although drier than the North Area. The South Area (from 4°S to 8°S) is the driest, with a warmer SST than in the Upwelling Area and the strongest southeasterlies.

Strong southeast wind events in the South Area lead to SST cooling steps in the Up-

welling Area, where the wind weakens. This cooling creates a strong gradient of SST between Upwelling and North Areas, which appears to be a key zone for the air–sea interactions in the eastern equatorial Atlantic. A thickening of the MABL and an acceleration of the wind are then observed in the North Area. In addition, in the same area, the increasing humidity in the atmosphere and the convergence zone of the surface wind suggest a convection activity, which can contribute to the onset of the rainfall season on the West African coast. Moreover, a 15–day variability mode would link the wind and the SST, and an 8– to 10–day mode would link the wind to the variability in the South Atlantic.

A study over several years needs to be conducted to test the validity of the mechanisms observed in 2006. Owing to the prominent role that they could play in the region, particularly on the coastal monsoon onset as discussed previously, a thorough investigation is strongly needed here, for example with regional modelling allowing the study of small–scale features in the atmospheric circulation. It would also be interesting to extend the study to the African coastal region and to the free troposphere in order to understand the mechanisms linking the SST in the Gulf of Guinea and the precipitation in West African. For example, the African easterly jet, located around 5–10°N at about 600 hPa, was stronger than usual from June to August 2006, which could be explained by the enhanced convection observed here near the coast [Janicot *et al.*, 2008]. Finally, an in–depth study of the intraseasonal variability must be made to emphasize the leading modes in the different parameters, as well as the mechanisms linked to their interaction.

Acknowledgements. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, including those in France, the UK, USA and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community’s Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website: <http://www.amma-international.org>. TMI data are sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project and QuikScat data by the NASA Ocean Vector Winds Science Team. They are produced by Remote Sensing Systems and are available at www.remss.com. The authors wish to thank G. Caniaux, S. Janicot and A. Weill for their help, as well as the reviewers for their constructive remarks.

Chapitre 5

Le rôle du golfe de Guinée dans les précipitations côtières

L'intensification des alizés au printemps boréal est un élément clé de la dynamique atmosphérique de l'Est de l'Atlantique équatorial. Marin *et al.* [2009] suggèrent que les coups de vent de sud-est qui en résultent entraînent la formation du refroidissement des eaux de surface à l'équateur. Cette chute de température crée un front de SST qui, d'après l'étude du printemps 2006 (Chapitre 4), favorise l'activité convective dans le golfe de Guinée. En effet, une ré-accélération du vent de surface a été observée au nord de l'équateur, associée à une zone de convergence.

Les coups de vent de sud-est semblent ainsi déclencher un enchaînement de processus dont la ré-accélération du vent au nord de l'équateur est un élément clé pour les pluies de la côte guinéenne. Il est donc essentiel de comprendre à la fois son origine et les perturbations atmosphériques qu'elle entraîne.

5.1 Approche

L'étude a été réalisée à partir des mesures satellites (QuikScat, TMI et produit TRMM 3B42) et des deux jeux de réanalyses (CFSR et ERA-Interim) décrits dans le Chapitre 3. La période d'étude s'étend de 2000 à 2009 : c'est une période commune à tous les jeux de données, pour laquelle leur qualité respective est la meilleure.

Les quatre données par jour des réanalyses (0, 6, 12 et 18 h) sont moyennées pour obtenir des valeurs journalières afin de s'affranchir des différences observées dans la représentation du cycle diurne des deux réanalyses. Les anomalies des différentes variables sont obtenues en enlevant, en chaque point de grille, la tendance cubique entre avril et

juillet du champ d'origine de chaque année. Cela permet d'éliminer toute fluctuation interannuelle ou saisonnière puisqu'il s'agit d'étudier un coup de vent et ses effets à l'échelle de quelques jours.

La tension de vent (τ) est utilisée pour décrire le vent de surface. En effet, elle représente la force de frottement exercée par la surface océanique sur l'atmosphère. C'est donc une variable représentative des échanges entre ces deux milieux qu'il est approprié d'utiliser dans cette étude. Pour chaque jeu de données, elle est calculée à partir de la direction et de la vitesse du vent à 10 m par : $\tau = \rho C_d v_{10} v_{10}$, où ρ est la densité de l'air (prise à $1,223 \text{ kg.m}^{-3}$) et C_d est le coefficient de traînée calculé à partir de Large et Pond [1981] et Large *et al.* [1994].

L'analyse statistique est réalisée à partir de régressions linéaires. Elles consistent à calculer la corrélation linéaire entre un indice de référence et un champ d'anomalies.

Afin de suivre les différentes étapes du phénomène étudié, les régressions sont réalisées avec des décalages temporels. Dans la suite, une régression de l'indice de référence sur le champ d'anomalies x jours avant (après) est appelée *lag -x* (*lag x*).

Les figures représentent les corrélations pondérées par l'écart-type du champ d'anomalies, en chaque point. Cela permet de voir directement la perturbation engendrée par le phénomène sur la variable, ce qui est plus parlant que le coefficient de corrélation seul.

La significativité des régressions est vérifiée en utilisant le test t de Student. Il s'agit d'un test d'hypothèse qui compare la moyenne observée d'un échantillon statistique à une valeur fixée. Cette valeur est définie par la loi de Student et dépend à la fois du seuil de significativité désiré (ici 10 %) et du nombre de degrés de liberté. Le nombre de degrés de liberté correspond au nombre d'observations moins le nombre de relations entre ces observations. Ici, il est donc égal à la taille de la série temporelle moins un.

Plus le nombre de degrés de liberté est grand plus la relation trouvée entre les variables est robuste. Dans l'analyse réalisée ici, la période d'étude n'étant que de 10 ans, les régressions doivent être calculées sur une série temporelle constituée, au minimum, de deux mois par an pour être valables.

5.2 Origine de l'accélération du vent au nord de l'équateur

De Coetlogon *et al.* [2010] observent une ré-accélération du vent de surface au nord de l'équateur en lien avec les refroidissements intrasaisonniers à l'équateur. A l'aide de données plus précises, l'existence d'une telle ré-accélération a été confirmée pour l'année

2006 au Chapitre 4. Afin de savoir comment les différents jeux de données représentent ce phénomène, l'étude statistique réalisée par de Coëtlogon *et al.* [2010] a été reconduite pour les mesures satellites étendues jusqu'en 2009, et comparée à une étude similaire avec les réanalyses CFSR et ERA-Interim, également pour la période 2000-2009.

La Figure 34 représente les régressions de la SST, de la tension de vent et de la pression de surface (SLP, Sea Level Pressure) sur le Northern Cold Tongue Index (NCTI¹), entre avril et juillet, pour chaque jeux de données. La zone dans laquelle la SST est moyennée pour calculer cet index est représentée par un rectangle noir au lag 0. C'est le lag pour lequel, par définition, la corrélation entre la SST locale et l'index est maximale. Les signaux les plus réalistes, *i.e.* ceux trouvés dans l'analyse des données satellites, se trouvent dans la colonne de gauche.

Durant les cinq jours qui précèdent le refroidissement maximal de SST à l'équateur (lags négatifs), une anomalie négative de SST s'étend progressivement de 5°O-0°E/3°S-3°N à toute la région. Deux fortes anomalies positives de tension de vent se développent. La première au sud de 3°S, entre les lags -5 et -2 et la seconde au nord de 1-2°N, dès le lag -5. Enfin, une anomalie négative de tension de vent est également observée à l'équateur à partir du lag -3, avec une structure spatiale en adéquation avec celle de l'anomalie négative de SST.

Aux lags positifs, l'anomalie négative de SST persiste dans toute la région, l'anomalie positive au nord de 1-2°N persiste jusqu'au lag -1 avant de disparaître et l'anomalie négative de tension de vent à l'équateur persiste et se développe vers le sud.

Ces structures d'anomalies illustrent parfaitement le mécanisme de rétroaction négative proposé par de Coëtlogon *et al.* [2010] au sud de 2°N : une accélération du vent au sud de l'équateur engendre un refroidissement de la SST à l'équateur qui, en retour, ralentit le vent au sud de l'équateur. De même, au nord de 1-2°N, l'accélération du vent observée est similaire à celle décrite par de Coëtlogon *et al.* [2010].

1 – Northern Cold Tongue Index : série temporelle de SST, moyennée dans la zone 8°W-4°W/0,5°S-1°N, filtrée avec un filtre passe-bas

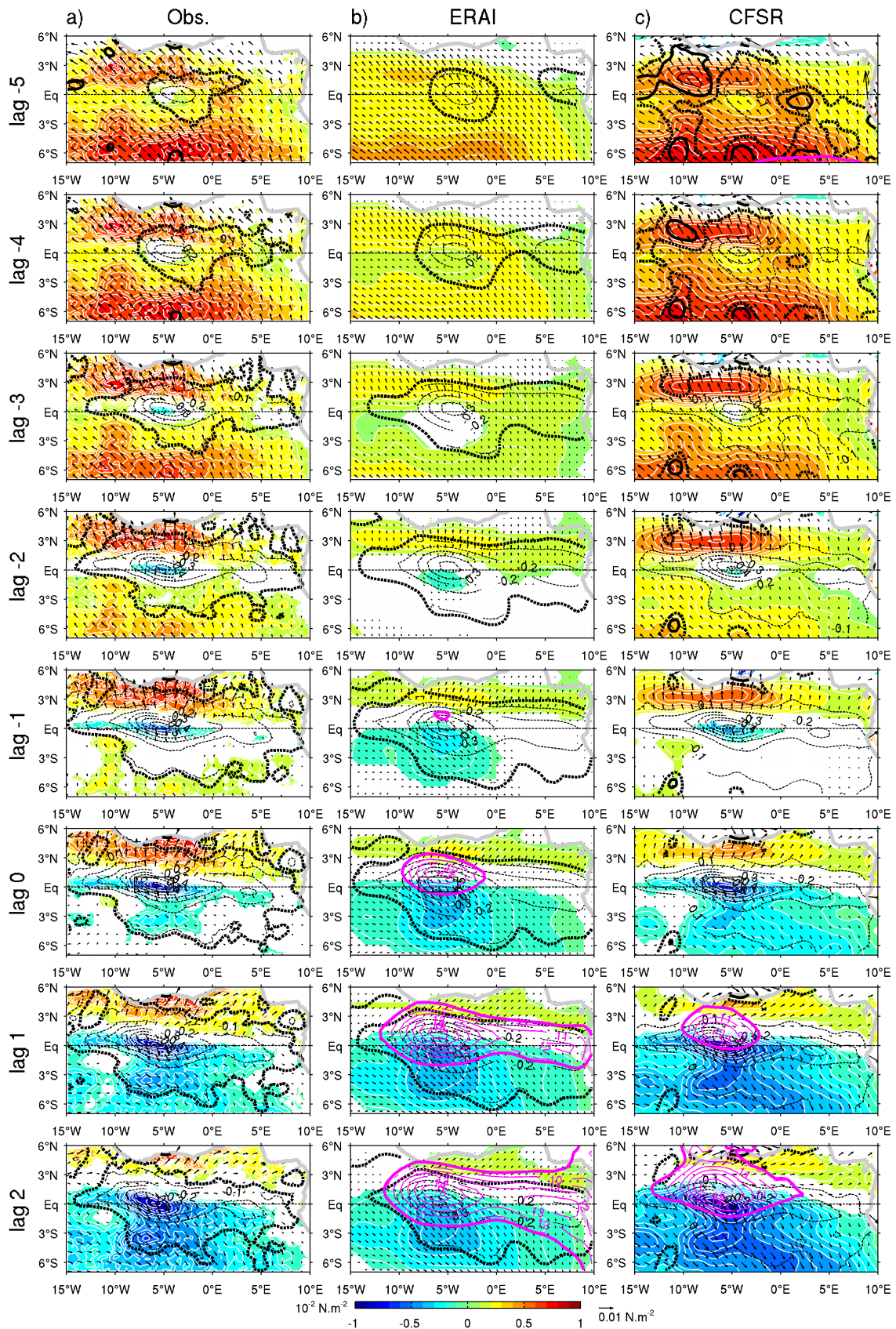


Figure 34 – Régressions linéaires sur le NCTI avec lags de -5 à +2 jours, de la tension de vent (couleurs, 10^{-2} N.m^{-2}), la SST (contours noirs, °C) et la SLP (contours violets, Pa) avec (a) des données satellites, (b) la réanalyse ERA-Interim et (c) la réanalyse CFSR, entre avril et juillet 2000 à 2009. Les contours plus épais délimitent les zones significatives.

La réanalyse ERA-Interim (Figure 34b) reproduit correctement le développement de l'anomalie de SST observé entre le lag -5 et le lag 2. La structure des anomalies de tension de vent est moins cohérente avec celles des satellites. En effet, l'anomalie positive au sud de 3°S aux lags négatifs est beaucoup moins forte. De même, l'anomalie positive au nord de 1-2°N est très faible. Enfin, l'anomalie négative associée à l'anomalie de SST à l'équateur est présente, mais plus faible. La rétroaction négative entre le vent de surface et la SST est donc bien présente dans la réanalyse ERA-Interim mais avec une amplitude très amortie. De plus, l'accélération de vent au nord de l'équateur n'est quasiment pas reproduite. Ainsi, ERA-Interim reproduit imparfaitement les amplitudes des variations du vent de surface dans l'Est de l'Atlantique tropical à l'échelle de quelques jours. A noter que cela a aussi été observé à l'échelle de la saison (section 3.2.2).

Les structures obtenues avec la réanalyse CFSR (Figure 34c) sont très similaires à celles des données satellites. L'anomalie négative de SST se développe progressivement en accord avec les satellites mais est néanmoins plus étendue. Les anomalies positives de tension de vent sont bien représentées au sud de 3°S ainsi qu'au nord de l'équateur. Cependant, l'anomalie au nord de l'équateur diminue dès le lag -1 alors qu'elle est visible sur les données satellite jusqu'au lag 1. De plus, un léger décalage temporel est observé lors de l'apparition de l'anomalie négative de tension de vent au-dessus de l'anomalie froide de SST (au lag -2 au lieu de -3 pour les mesures satellite). Ainsi, la réanalyse CFSR étant basée sur un modèle couplée, les interactions entre le vent de surface et la SST semblent mieux représentées que dans ERA-Interim.

En accord avec les mécanismes décrits au Chapitre 2, une anomalie positive de SLP est observée à environ 1° au nord de l'anomalie négative de SST par les deux réanalyses. Elle apparaît au lag 0 et s'étend le long de l'équateur dans ERA-Interim. Dans CFSR, elle apparaît un jour plus tard et s'étend moins vers l'est. Cependant, à l'ouest de 0°E, les variations de SLP sont assez proches dans les deux réanalyses.

Les deux jeux de réanalyse reproduisent donc relativement bien les variations intrasaisonniers observées par les satellites, et notamment la rétroaction négative entre la SST et la tension de vent autour de l'équateur et plus au sud. Les réanalyses ont néanmoins tendance à sous-estimer l'amplitude des anomalies de vent de surface, ce qui entraîne un amortissement des phénomènes, en particulier dans ERA-Interim. Cela s'explique probablement en partie par la résolution spatiale de ERA-Interim (0,75°) qui est plus faible que celle de CFSR (0,50°), ce qui entraîne des difficultés pour reproduire les effets atmosphériques dus à la présence du front océanique. De plus, la réanalyse CFSR semble mieux représenter le couplage entre le vent de surface et la SST en raison, non seulement de la meilleure résolution spatiale mais aussi de l'utilisation d'un modèle couplé océan-

atmosphère, contrairement à la réanalyse ERA-Interim. Cela est cohérent avec l'idée que l'origine de la ré-accélération du vent de surface au nord de l'équateur est liée aux variations de la SST.

Etant dans une zone de front de SST, les mécanismes d'interaction tels que ceux proposés par Lindzen et Nigam [1987] ou Wallace *et al.* [1989] (*cf.* Chapitre 2) peuvent expliquer en partie l'accélération du vent de surface observée au-dessus des SST plus chaudes. Il est donc intéressant de pouvoir identifier leur rôle respectif dans ce phénomène. Pour cela, une coupe lag / latitude de la régression linéaire de la Figure 34 a été réalisée afin de faire mieux ressortir les processus. La Figure 35 représente les régressions de la Figure 34 moyennées entre 10°O et 6°E, pour la tension de vent et la SST satellites ainsi que la somme des flux de chaleur latente et sensible, la SLP et la hauteur de CLAM ERA-Interim.

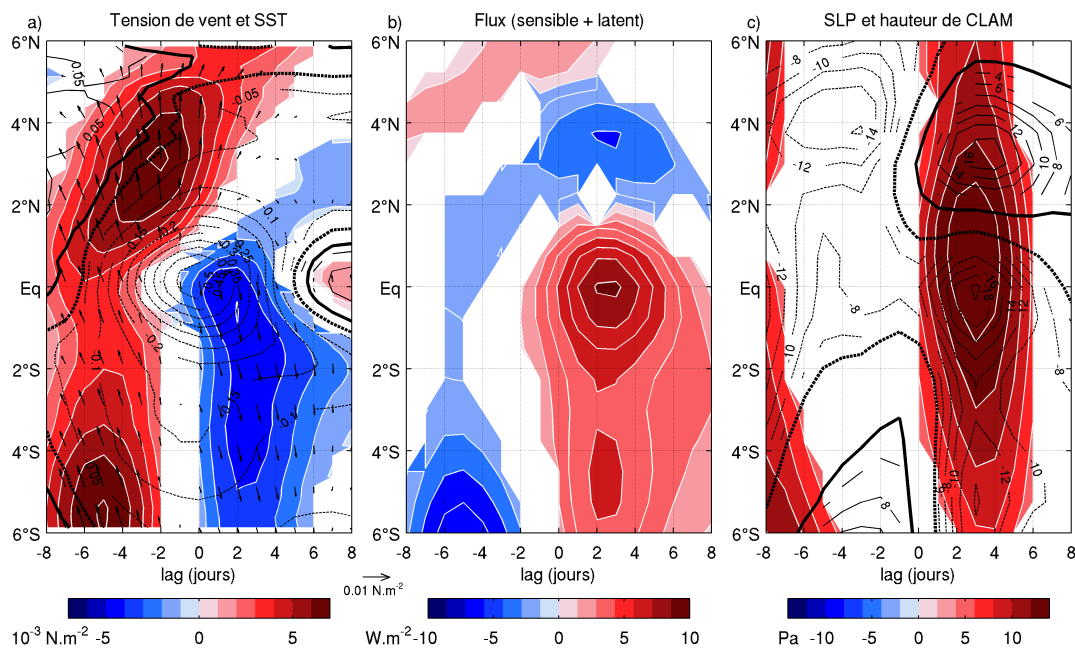


Figure 35 – Régressions linéaires sur le NCTI du lag -8 à +8 jours, de (a) la tension de vent QuikScat (couleurs, 10^{-3} N.m^{-2}) et la SST TMI (contours, °C), (b) la somme des flux de chaleur latente et sensible (W.m^{-2} , négatif vers le haut), et (c) la SLP (couleurs, Pa) et la hauteur de CLAM (contours, m) ERA-Interim, moyennées entre 10°O et 6°E, entre avril et juillet 2000 à 2009. Les contours plus épais délimitent les zones significatives.

Comme remarqué sur la Figure 34, aux lags négatifs, le refroidissement à l'équateur est précédé par une accélération du vent de surface dans toute la région. Cette accélération est freinée par les SST les plus froides présentes entre 4°S et l'équateur. La ré-accélération du vent de surface au nord de l'équateur est maximale deux jours avant le refroidissement maximal de SST et s'atténue progressivement durant les quatre jours qui suivent. Au même moment, le vent est ralenti au sud de l'équateur.

Aux lags négatifs, une diminution de l'épaisseur de la CLAM est observée au nord de 3°N. Cet amincissement de la CLAM est probablement lié à l'accélération du vent de surface dans toute la région. Durant cette période, l'accélération du vent au nord de l'équateur semble due à la présence du front de SST qui favorise le mélange vertical au-dessus des SST plus chaudes : comme l'anomalie froide de SST a pour effet de déplacer vers le nord cette ligne de front, la ré-accélération des vents du sud serait donc comprimée entre cette ligne de front et la côte (où la friction due au relief ralentit systématiquement le vent de surface).

Aux lags positifs, une anomalie positive de SLP se développe avec un maximum au lag 3 centré sur 1°N. En parallèle, la hauteur de CLAM diminue au-dessus de l'anomalie froide de SST au sud de l'équateur accompagné par une diminution des flux de chaleur. A l'inverse, au nord de 2°N, la hauteur de CLAM et les flux de chaleur augmentent. Durant cette période, l'accélération du vent au nord de l'équateur semble due à l'augmentation du gradient de pression de part et d'autre du front de SST.

Le net changement de structures des anomalies entre les lags négatifs et les lags positifs suggère un basculement entre les principaux mécanismes physiques en jeu. Aux lags négatifs, les structures d'anomalies de SST et de tension de vent se développent simultanément. Cela semble cohérent avec l'idée d'un effet direct du refroidissement de la SST, qui tend à stabiliser la CLAM [Wallace *et al.*, 1989]. En revanche, aux lags positifs, la structure d'anomalie de tension de vent suit le gradient méridien de l'anomalie de SST. Cela est dû à l'anomalie positive de SLP qui se développe au niveau du front de SST, avec un retard de deux ou trois jours sur l'anomalie froide de SST. Il s'agirait donc ici du mécanisme décrit par Lindzen et Nigam [1987].

L'anomalie positive de SLP centrée sur 1°N a pour effet de diminuer le gradient méridien de SLP dans la région au sud de l'équateur. Le renversement des anomalies de vent à cet endroit, environ une semaine après le coup de vent initial, semble donc dû à la fois au gradient méridien de SLP anormalement faible [Lindzen et Nigam, 1987] et à l'effet de Wallace *et al.* [1989].

Au nord de l'équateur, l'action d'un refroidissement de la SST à l'équateur suite à un coup de vent dans le golfe de Guinée semble se dérouler en deux temps. Dans un premier temps, le refroidissement de la SST ralentit le vent juste au-dessus à l'équateur, tandis que le flux de mousson est "accéléré" entre 2°N et la côte par une ligne de front déplacée d'environ 1° vers le nord. Dans un second temps, le refroidissement de la SST crée une augmentation de pression locale, via les flux de chaleur turbulents. Le flux atmosphérique moyen vers le nord dans la CLAM ainsi que son temps de réaction expliquent le décalage de l'anomalie de SLP de 1° vers le nord et de 2 ou 3 jours de retard par rapport à l'anomalie

froide de SST. Les deux anomalies de hauteur de la CLAM (positive au nord de 1-2°N, négative au sud) traduisent alors l'intensification du front de SST ainsi que l'activité de mélange turbulent en déclin du côté froid et en hausse du côté chaud du front.

Il ressort de cette analyse que la présence du front de SST ainsi que les variations de SST à l'équateur sont déterminantes dans la structure du vent dans le golfe de Guinée. Ce résultat est en très bon accord avec les observations faites durant l'étude de l'année 2006 (*cf.* Chapitre 4). De son côté, cette étude suggérait également qu'un refroidissement à l'équateur pourrait influencer la convection atmosphérique profonde à la côte, via l'accélération de vent au nord de l'équateur. Pour étudier les conséquences de ce mécanisme de couplage dans le golfe de Guinée sur les précipitations dans la région côtière guinéenne, la suite de ce travail se focalise donc plus spécifiquement sur les fluctuations de la circulation atmosphérique en réponse à une accélération de vent de surface entre l'équateur et la côte.

5.3 Réponse de l'atmosphère

5.3.1 Indice de référence

Un nouvel indice de référence a été construit afin de caractériser au mieux le phénomène de ré-accélération du vent de surface au nord de l'équateur. La composante méridienne (τ_y) de la tension de vent a été choisie comme variable de référence afin de mettre l'accent sur les variations dans la direction nord-sud.

La moyenne spatiale est réalisée sur le domaine 1-4°N/10-6°O. En effet, l'étude de l'année 2006 montre que dans cette zone les structures océaniques et atmosphériques sont les plus marquées (*cf.* Chapitre 4). De plus, il a été vérifié que l'écart-type maximal de τ_y au-dessus du golfe de Guinée se trouvait effectivement dans cette zone entre 2000 et 2009.

L'événement de référence étant la ré-accélération du vent au nord du front de SST, la série de référence est définie comme la moyenne spatiale de τ_y dans la zone 1-4°N/10-6°O de 2000 à 2009 (notée τ_y -*index* par la suite).

Les régressions linéaires sont calculées sur la période mai-juin durant laquelle les précipitations côtières sont maximales (*cf.* Chapitre 3). Cependant, il est intéressant de savoir si les structures observées sont peu ou largement modifiées lorsque la période change, au début et à la fin de la saison des pluies. Pour pouvoir effectuer des comparaisons sur les structures obtenues (leur amplitude notamment), il est nécessaire d'effectuer les régressions sur une période de même longueur (*i.e.* deux mois). Par ailleurs, la phase océanique de la mousson concerne plutôt les mois d'avril à mi-mai, tandis que le déclenchement de la mousson a lieu entre mi-juin et juillet. Par conséquent, le choix a été fait de réaliser des régressions complémentaires sur avril-mai d'une part et juin-juillet d'autre part. Il faut toutefois garder en mémoire que ces périodes ne maximisent pas le pic de précipitations à

la côte : en avril, les précipitations sont maximales plus au sud, au-dessus de l'océan ; en juillet, elles ont fortement diminué dans la région côtière (le maximum de précipitations étant alors vers 10°N).

La régression est effectuée en utilisant les τ_y -*index* respectives pour chaque jeu de données (*cf.* Figure 43 dans Annexe A). En effet, bien que les réanalyses aient des difficultés à représenter le vent de surface (*cf.* Chapitre 3), les τ_y -*index* des réanalyses ont une assez bonne corrélation avec la τ_y -*index* de QuikScat (respectivement 0,60 et 0,57 pour CFSR et ERA-Interim).

5.3.2 Effets sur l'atmosphère

Les régressions linéaires sur τ_y -*index* de la θ_e , du vent méridien et de la vitesse verticale CFSR ainsi que des précipitations TRMM sont représentées du lag -2 au lag 2 sur la Figure 36, en avril-mai, mai-juin et juin-juillet.

En mai-juin (Figure 36b), au lag -2, une légère intensification de la LALC est discernable, associée à une faible anomalie positive de θ_e à 4°N. La subsidence au-dessus de l'océan augmente et la convection à la côte diminue. Le jour suivant (lag -1), la LALC se renforce et l'anomalie positive de θ_e s'étend dans la basse atmosphère au nord de 2°N. Durant ces deux jours, une diminution des précipitations est observée au-dessus de l'océan, au sud de 4°N.

Au maximum de la ré-accélération (lag 0), la convection profonde est plus forte entre 4°N et 8°N jusqu'à 200 hPa tandis qu'une anomalie chaude de θ_e est visible dans la basse atmosphère au nord de 2°N. Au sud de 2°N, la subsidence augmente en dessous de 700 hPa, accompagnée d'un refroidissement de la θ_e . Une diminution des précipitations est observée entre 6°S et 1°N, où se situe l'augmentation de la subsidence. A l'inverse, une augmentation des précipitations est observée entre 3°N et 8°N, où se situe l'augmentation de la convection.

Au lag 1, une faible augmentation de la subsidence au-dessus de l'océan ainsi que de la convection au nord de 4°N sont encore présentes dans la basse atmosphère. L'anomalie négative de θ_e se développe en altitude et s'étend jusqu'à la côte. Une légère hausse des précipitations est encore observée. Le jour suivant, plus aucune anomalie significative de vent ne se produit dans la basse atmosphère. Cependant, l'anomalie négative de θ_e persiste de même que la diminution des précipitations au-dessus de l'océan.

Les régressions réalisées de la même manière avec ERA-Interim (Figure 37) sont relativement cohérentes avec celles de CFSR mais montrent quelques différences. Ainsi, en mai-juin (Figure 37b), les précipitations au nord de 4°N augmentent dès le lag -2. De plus, l'augmentation de la subsidence au-dessus de l'océan est présente jusqu'à 200 hPa, ce qui,

associé à l'augmentation de la convection, crée une intensification de la circulation sur toute l'atmosphère entre l'équateur et 8°N au lag 0 et 1. Enfin, au lag 2, une augmentation de la subsidence demeure à 2°N entre la surface et 200 hPa.

A partir de ces régressions, un enchaînement de processus peut être proposé pour expliquer le lien entre la ré-accélération du vent de surface au nord de l'équateur et les précipitations côtières.

Durant deux jours, l'augmentation du vent de surface au nord de l'équateur engendrée par l'intensification du front de SST à ~1°N permet d'intensifier la LACL. La friction contre le relief continental augmente ce qui freine le vent de surface. Cela a pour conséquence de renforcer les conditions de convergence atmosphérique à l'approche de la côte et donc de créer une impulsion atmosphérique ascendante. Au contraire, au sud de ~1°N, l'anomalie froide de SST ralentit le vent à l'équateur, créant les conditions d'une divergence atmosphérique en surface et favorisant donc la subsidence. Au-dessus de l'océan, la branche subsidente de la LALC et le refroidissement de la SST tendent à stabiliser la couche limite. Les précipitations diminuent alors au sud de 4°N. A l'inverse, la couche limite atmosphérique se réchauffe et s'humidifie au nord de 2°N, comme le montre l'installation de l'anomalie positive de θ_e .

La convection se développe ensuite jusqu'à 200 hPa, entraînant en altitude l'air chaud et humide accumulé dans la couche limite pendant deux jours. Les précipitations augmentent alors au nord de 4°N avec un maximum à la côte (~5°N). Au-dessus de l'océan, l'anomalie de subsidence, initialement confinée dans les basses couches au lag -1 entre 2°S et 1°N, se renforce pendant les jours suivants et s'étend sur toute la colonne atmosphérique aux lags 1 et 2. Cela conforte l'hypothèse que cette subsidence est principalement entraînée par la divergence des vents de surface, elle-même créée par le ralentissement du vent au-dessus de l'anomalie froide de SST à l'équateur. En effet, la ré-accélération de τ_y est maximale deux jours avant que l'anomalie de SST équatoriale ne soit la plus froide (Figure 35). Il est donc possible que le signal de subsidence persiste jusqu'au lag 2. De plus, cette subsidence anormalement forte deux jours après la ré-accélération maximale de τ_y est localisée dans une bande zonale plus au nord (entre l'équateur et 3°N). Ce qui est en accord avec le déplacement vers le nord de la divergence des anomalies de vent de surface visible sur la Figure 35. Les anomalies négatives de précipitations TRMM qui découlent de cette subsidence plus forte sont en accord avec cette évolution.

Le jour suivant la ré-accélération maximale de τ_y , l'intensification de la circulation sur toute la colonne atmosphérique persiste et une augmentation des précipitations est encore présente entre 4°N et 7°N. Cependant, l'augmentation de la subsidence et du vent de surface poussent de l'air froid et sec d'altitude vers le continent avec pour conséquence de

stabiliser la couche limite au nord de 4°N. La convection est alors stoppée le jour d'après et il n'y a plus d'augmentation des précipitations.

En résumé, la ré-accélération du vent au nord de l'équateur couplée au refroidissement de la SST à l'équateur peut engendrer une intensification de la convection profonde à la côte, amplifiant les précipitations côtières pendant environ deux jours.

Les principales caractéristiques de ce mécanisme sont retrouvées sur les régressions effectuées en avril-mai et juin-juillet, avec néanmoins des différences liées à l'évolution saisonnière marquée entre avril et juillet (Figure 36).

En avril-mai, en raison de l'atmosphère plus chaude et plus humide à cette période, les précipitations à la côte sont plus intenses : elles augmentent dès l'intensification de la LALC au lag -1, sont très importantes au lag 0 entre 2°N et 7°N et persistent jusqu'au lag 2. Contrairement à mai-juin, l'anomalie négative de θ_e ne s'étend pas jusqu'au continent, en lien avec l'absence de refroidissement équatorial. La convection n'est donc pas immédiatement stoppée. Ainsi, en avril-mai, la ré-accélération de τ_y favorise une augmentation des précipitations à la côte durant près de quatre jours grâce à l'environnement relativement chaud du golfe de Guinée à cette période.

En juin-juillet, la convection s'intensifie également dès le lag -1 mais seulement jusqu'à 600-500 hPa au lag -1 et 0. L'augmentation maximale des précipitations est située entre 4°N et 8°N. Une anomalie négative de θ_e s'installe ensuite dans toute la zone, conduisant à une diminution des précipitations côtières au lag 2. Cette période est cependant difficile à analyser car la migration de la bande de précipitations de la côte à environ 10°N a lieu généralement entre fin juin et début juillet. Les signaux obtenus pour cette période sont donc guidés par l'effet des derniers épisodes de ré-accélérations entraînant une augmentation des précipitations côtières, avant la migration saisonnière vers le nord.

De plus, comme la plupart des modèles, les réanalyses ont des difficultés à représenter cette migration saisonnière vers le nord de la mousson. Dans CFSR, par exemple, les moyennes saisonnières en juillet-août placent un pic secondaire de précipitations qui n'existe pas dans les observations TRMM (non montré). Il est donc probable que cette intense convection à la côte n'existe plus après la migration vers le nord de la mousson.

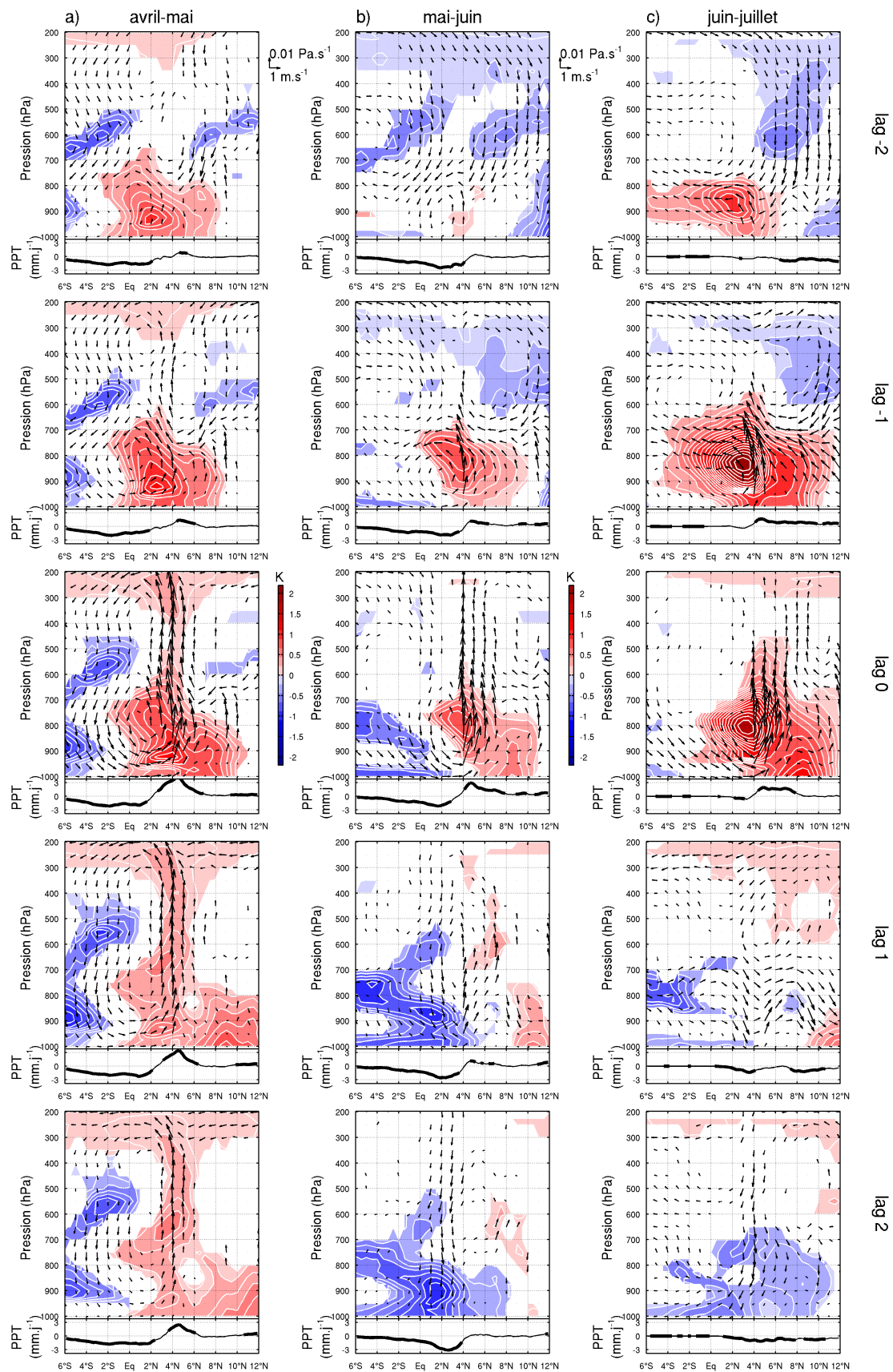


Figure 36 – Régressions linéaires sur τ_y -index avec lags de -2 à +2 jours, de θ_e (couleurs, K) et du vent (flèches) CFSR ainsi que des précipitations TRMM (courbes), en (a) avril-mai, (b) mai-juin et (c) juin-juillet, entre 10-6°O. Seules les valeurs significatives à 10 % sont représentées.

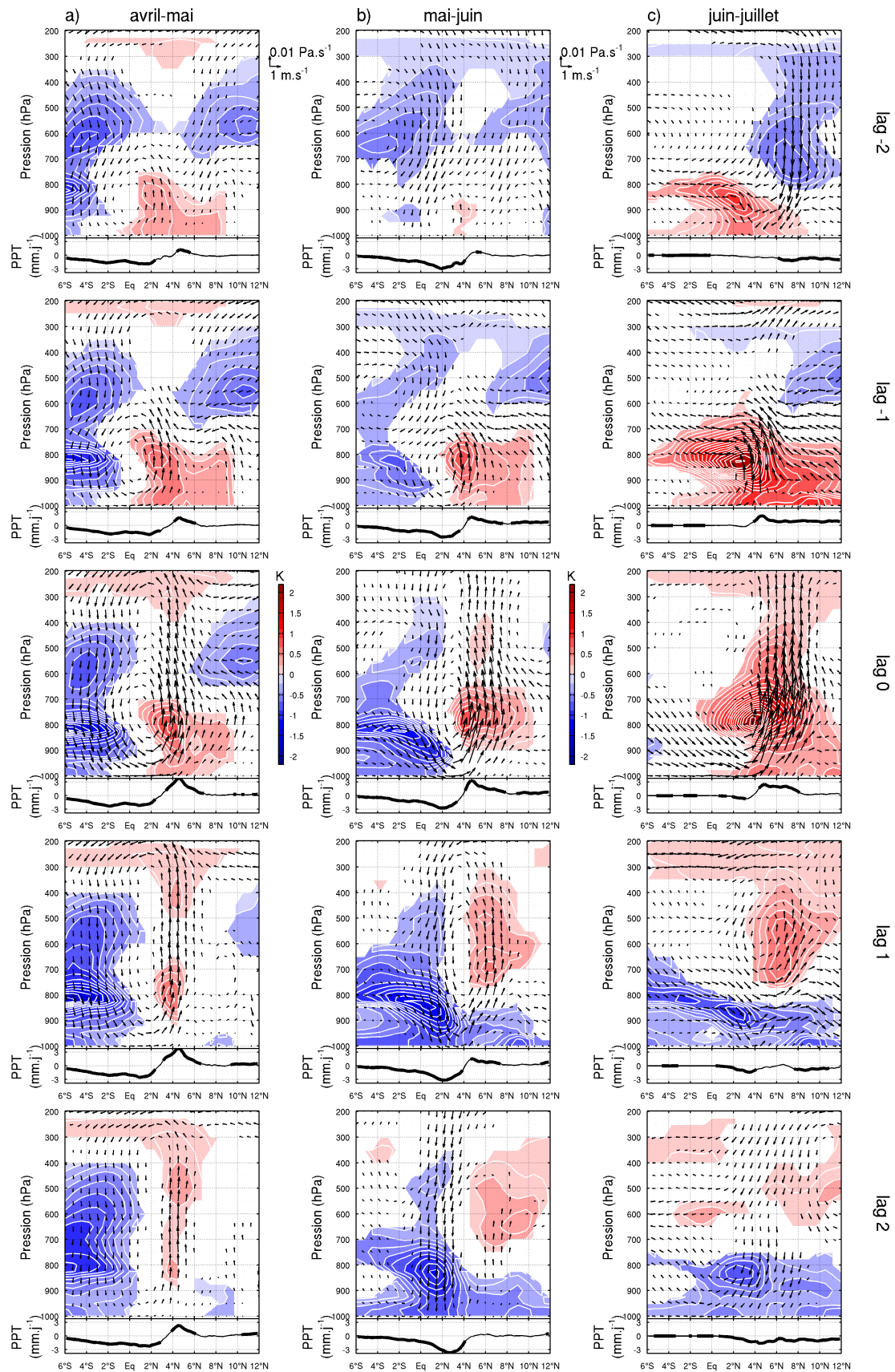


Figure 37 – Régressions linéaires sur τ_y -index avec lags de -2 à $+2$ jours, de θ_e (couleurs, K) et du vent (flèches) ERA-Interim ainsi que des précipitations TRMM (courbes), en (a) avril-mai, (b) mai-juin et (c) juin-juillet, entre 10 - 6° O. Seules les valeurs significatives à 10 % sont représentées.

5.3.3 Discussion

Résumé

L'étude réalisée dans la section précédente montre des résultats cohérents entre les différents jeux de données (satellites et réanalyses CFSR et ERA-Interim). Les processus identifiés peuvent donc être considérés comme robustes et un mécanisme liant la SST dans le golfe de Guinée aux précipitations côtières peut être suggéré pour la période mai-juin (voir illustration Figure 38).

Durant trois jours, le vent de sud-est s'intensifie dans le golfe de Guinée. Modulée par la présence du front de SST à $\sim 1^\circ\text{N}$ et d'une anomalie froide autour de l'équateur qui renforce ce front, l'accélération du vent de surface est plus forte au nord de l'équateur. Il en résulte une divergence des vents de surface qui s'ajoute à l'effet stabilisant direct de l'anomalie froide de SST pour engendrer une augmentation de la subsidence au-dessus de l'équateur. A la côte, en revanche, la convergence plus importante (due à des vents plus forts qui rencontrent la côte) crée une impulsion ascendante dans la basse atmosphère. Ces deux tendances ont pour conséquence un renforcement de la LALC qui entraîne plus d'air chaud et humide dans la CLAM vers le continent.

Le troisième jour, l'anomalie de θ_e autour de la côte est maximale, la convection s'intensifie sur toute la troposphère et les précipitations augmentent grâce à l'humidité accumulée dans la CLAM. Le renforcement de la convection sur toute la colonne atmosphérique maintient des précipitations plus intenses jusqu'au jour suivant.

Ainsi, le refroidissement de la SST à l'équateur est à l'origine d'un mécanisme d'environ quatre jours qui favorise la convection côtière via une accélération de vent de surface au nord de l'équateur.

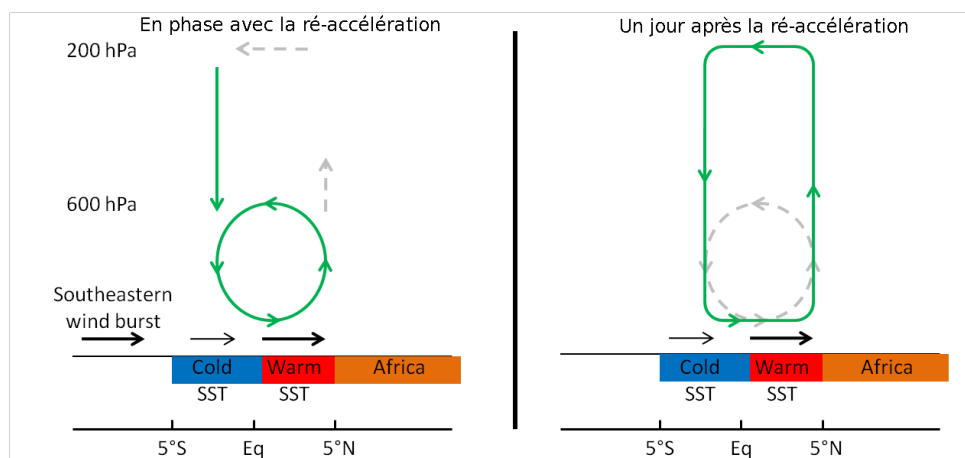


Figure 38 – Schéma des effets d'un coup de vent de sud-est. Les flèches vertes représentent les circulations atmosphériques intensifiées et les flèches grises les circulations moyennes.

Les ondes d'est africaines

Une question se pose cependant. Au lag 0, ce mécanisme suggère que la ré-accélération maximale de τ_y au nord de l'équateur augmente la convection profonde à la côte. Il convient de vérifier que ce n'est pas le phénomène inverse qui se produit ; dans ce cas, le déclenchement de la convection côtière provoquerait l'accélération maximale de vent de surface.

Sur la côte guinéenne, les ondes d'est sont une des principales sources de variabilité synoptique agissant sur la convection [Roehrig, 2010]. C'est donc à ce phénomène qu'il faut s'intéresser en priorité pour savoir si la convection visible sur la Figure 36 est déclenchée par un phénomène extérieur au vent de surface dans le golfe de Guinée.

La Figure 39 présente les composites des anomalies de précipitations TRMM et de tension de vent QuikScat dans l'Est de l'Atlantique équatorial entre avril et juillet 2000-2009, des lags -3 à +2.

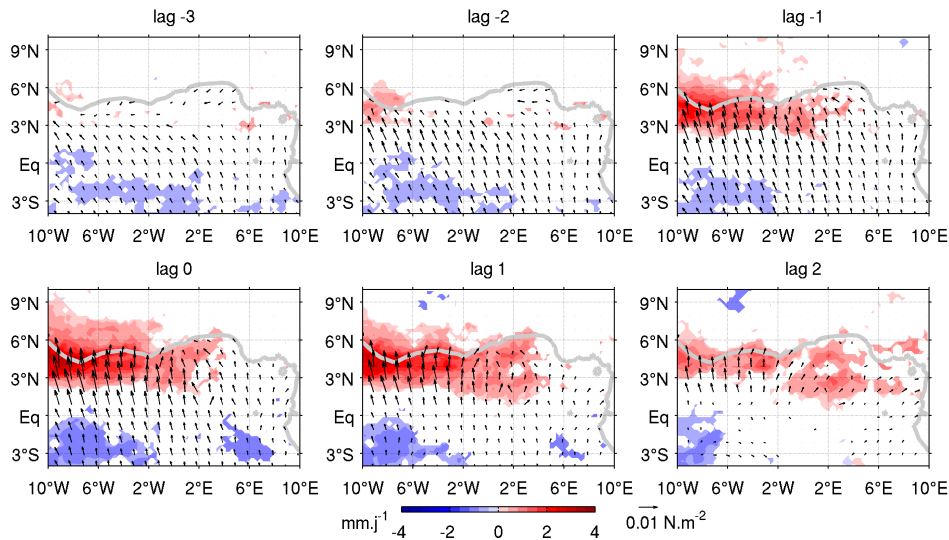


Figure 39 – Régressions linéaires sur τ_y -index avec lags de -3 à +2 jours des précipitations TRMM ($mm.j^{-1}$) et de la tension de vent QuikScat ($N.m^{-2}$), entre avril et juillet 2000-2009. Seules les valeurs significatives à 10 % sont représentées.

Au lag -3, aucune augmentation des précipitations n'est observable. L'anomalie positive de précipitations à la côte apparaît au lag -2, au moment où l'accélération de vent se développe au nord de 1-2°N. A partir du lag -1, l'augmentation des précipitations s'étend le long de la côte entre 10°O et 2°E et une diminution des précipitations a lieu au sud de l'équateur. Aux lags 1 et 2, l'accélération du vent au nord de l'équateur persiste et les précipitations se maintiennent le long de la côte.

Si l'augmentation des précipitations côtières visibles sur cette régression était due au passage d'une onde d'est, les anomalies de précipitations se propagerait de l'est vers l'ouest durant quelques jours. Cela n'étant pas le cas ici, l'augmentation des précipitations

observée dans cette analyse semble donc bien être une réponse locale à l'accélération de vent au nord de l'équateur.

Cela n'exclut en rien le rôle des ondes d'est dans le déclenchement des précipitations mais montre de façon robuste que les interactions océan-atmosphère dans le golfe de Guinée contrôlent une partie significative de leur variabilité. Cette hypothèse est en accord avec, par exemple, Back et Bretherton [2009] qui étudient le vent et la convergence de surface au-dessus des océans tropicaux, à partir d'un modèle de couche limite linéaire. Ils suggèrent ainsi que la distribution de la convergence dans la couche limite est fonction des gradients de SST, mettant ainsi en avant que la convergence doit être regardée comme une source plutôt qu'une conséquence de la convection profonde atmosphérique. Bien que cette étude soit réalisée à l'échelle climatologique, elle conforte l'idée d'un rôle actif de la ré-accélération de vent de surface au nord de l'équateur dans la convection côtière.

Les régressions linéaires

Dans cette section, les résultats sont présentés à l'aide de régressions linéaires. Cette technique d'analyse à l'avantage d'être objective puisqu'elle prend en compte la série temporelle dans son ensemble. Cependant, elle exerce une forte contrainte de linéarité sur les relations entre les variables. L'analyse en composites peut être une bonne approche pour s'affranchir de cette contrainte. En effet, cette technique est moins objective puisqu'elle nécessite le choix d'événements de référence mais elle permet de prendre en compte des relations qui ne seraient pas linéaires. L'étude présentée dans cette section a donc été répétée en utilisant une analyse en composite (*cf.* Annexe A). Les résultats obtenus à partir des régressions linéaires ont été retrouvés, ce qui conforte leur validité.

Les résultats présentés ici sont donc relativement robustes grâce à l'utilisation de deux méthodes d'analyses (régressions linéaires et composites) et de trois jeux de données (réanalyses CFSR et ERA-Interim et, quand cela était possible, satellites). Cette démarche était nécessaire non seulement à cause des avantages et inconvénients des outils statistiques mais aussi en raison de la forte évolution saisonnière dans le golfe de Guinée entre avril et juillet. Il convient à présent, de replacer le mécanisme proposé dans le contexte de cette évolution saisonnière.

5.4 Evolution saisonnière

La structure du vent dans l'Est de l'Atlantique tropical suit une évolution saisonnière marquée entre avril et juillet (*cf.* Figure 19 au Chapitre 3). En avril, la vitesse du vent dans la zone Nord est proche de celle de la zone Upwelling. A l'inverse, en juillet, le vent

dans la zone Nord est plus fort que dans la zone d'Upwelling. Or, l'étude d'un coup de vent à l'échelle intrasaisonnière a montré qu'une accélération de vent au nord de l'équateur était liée à une diminution des précipitations au-dessus de l'océan et à une augmentation à la côte. Il est donc envisageable qu'un changement saisonnier de la structure du vent induise un changement durable des précipitations.

La Figure 40a montre le vent méridien moyen dans les zones Nord et Upwelling d'avril à juillet 2000-2009. Entre mai et juin, le vent dans la zone Nord se renforce et devient plus rapide ($\sim 6,5 \text{ m.s}^{-1}$) que dans la zone Upwelling ($\sim 4,5 \text{ m.s}^{-1}$). En parallèle, les différences entre les zones Nord et Upwelling en SST, SLP et hauteur de CLAM ont aussi des évolutions marquées (Figure 40b-d). Ainsi, en avril, la SST de la zone Nord est environ $1\text{-}2^\circ\text{C}$ plus chaude que la zone Upwelling et atteint $3\text{-}4^\circ\text{C}$ de plus en juillet. De même, la SLP dans la zone Nord est d'environ 30 Pa plus faible en avril et jusqu'à plus de 80 Pa plus faible en juillet. Enfin, la hauteur de CLAM en avril est, en moyenne, similaire dans les deux zones, voire plus élevée au-dessus de la zone Upwelling certaines années. A l'inverse en juillet, la CLAM est plus épaisse dans la zone Nord d'environ 400 m. Les changements observés dans la structure du vent de surface dans l'Est de l'Atlantique équatorial sont donc accompagnés de changements à la surface de l'océan et dans la CLAM.

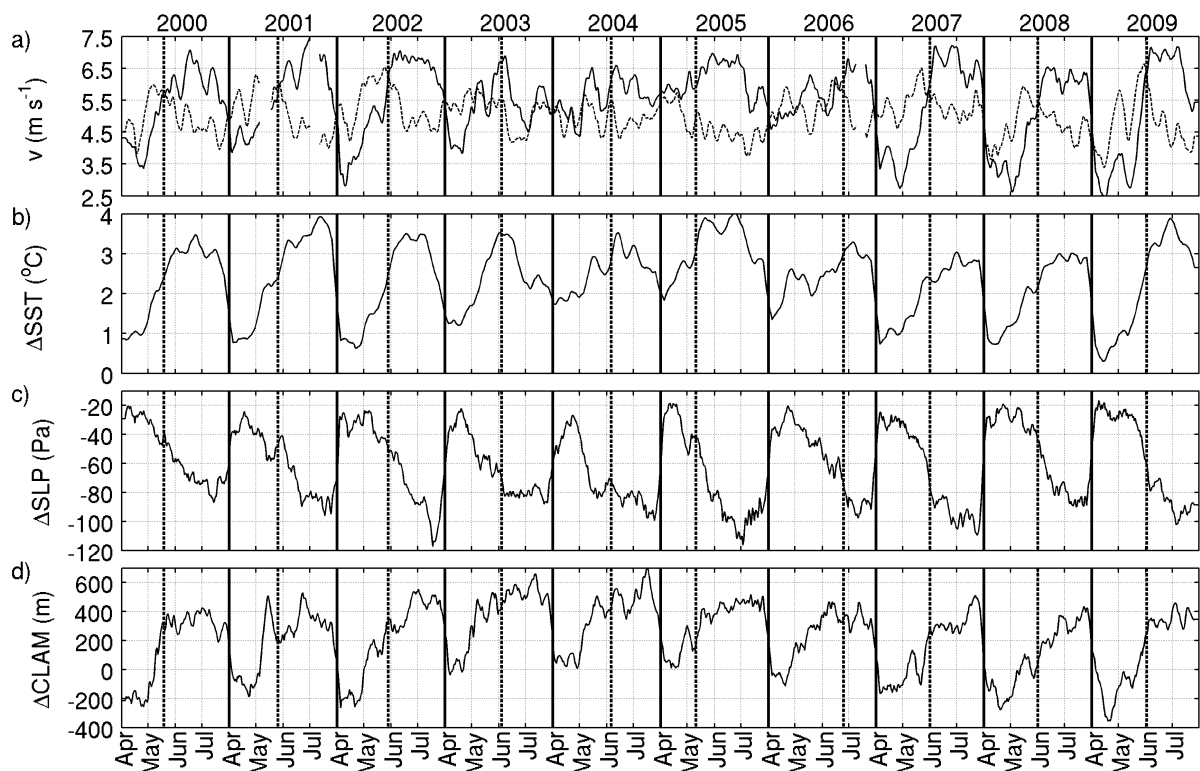


Figure 40 – Moyennes glissantes sur 10 jours entre avril et juillet 2000-2009 (a) vent méridien moyen QuikScat dans la zone Nord (ligne pleine) et Upwelling (ligne pointillée). Différences entre la zone Nord et la zone Upwelling de (b) SST TMI ($^\circ\text{C}$), (c) SLP ERA-Interim (Pa) et (d) CLAM calculée à partir d'ERA-Interim (m).

Afin d'étudier les évolutions de structures des différentes variables, une date de référence (t_0) a été définie pour chaque année à partir du vent de surface. Elle correspond au moment où le vent de surface moyen dans la zone Nord devient, et reste, plus fort que le vent de surface moyen dans la zone Upwelling, entre avril et juin. La date moyenne obtenue entre 2000 et 2009 est le 31 mai, avec les valeurs extrêmes en 2005 (12 mai) et en 2006 (26 juin).

Des composites sont calculés autour de t_0 . Les Figures 41a et 41c représentent les composites de vent de surface QuikScat et de précipitations TRMM entre les 15 jours précédant t_0 et les 15 jours suivant, moyenné en longitude entre 10°O et 6°O. Avant t_0 , le vent le plus fort est confiné au sud de 4°S. Les précipitations s'étendent jusqu'à l'équateur et même plus au sud. A t_0 , un vent supérieur à 8,5 m.s⁻¹ est observé dans la partie sud de la région. Il s'affaiblit vers l'équateur (~6,5 m.s⁻¹), avant de s'intensifier à nouveau au nord de l'équateur. En parallèle, les précipitations se concentrent au nord de 2°N avec un maximum de 9 mm.j⁻¹ à 4°N et disparaissent au sud de 2°N. Les jours suivants, le vent reste fort au nord de l'équateur (> 7 m.s⁻¹) et s'affaiblit au sud (< 5,5 m.s⁻¹). Le maximum de précipitations demeure autour de 4-5°N.

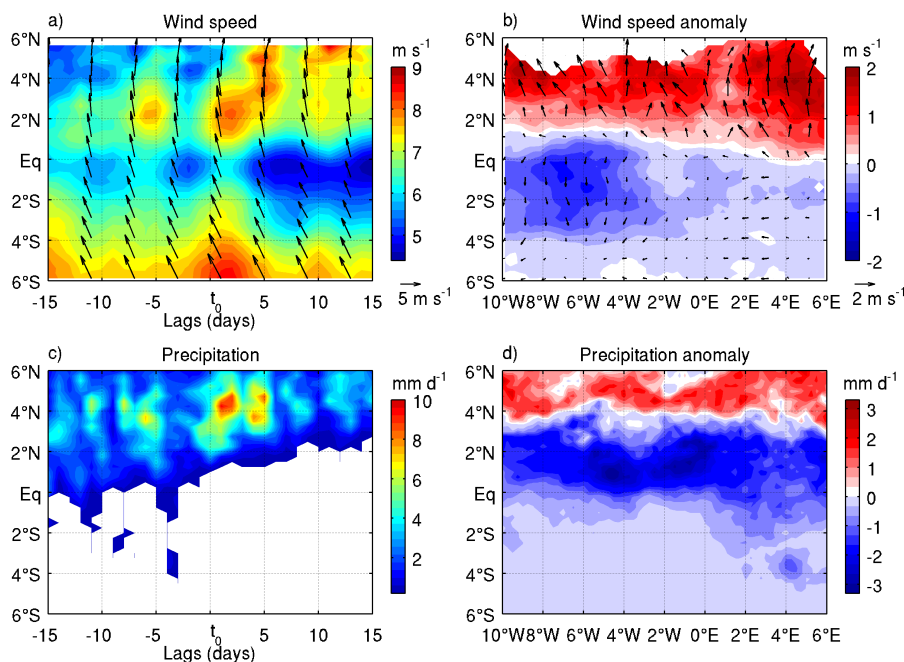


Figure 41 – Composites à partir de t_0 entre 2000 et 2009, moyennés entre 10-6°O, de (a) la vitesse du vent QuikScat (m.s⁻¹) et (c) les précipitations TRMM (mm.j⁻¹). Différence entre le composite moyen des 15 jours après moins les 15 jours avant t_0 pour (b) la vitesse du vent QuikScat (m.s⁻¹) et (d) les précipitations TRMM (mm.j⁻¹).

La différence entre les 15 jours moyens après et avant t_0 donne un aperçu de l'ajustement saisonnier correspondant aux événements t_0 (Figure 41b et 41d). Les variations observées à 10-6°O s'étendent dans toute la région (6°S-6°N/10°O-6°E). Le vent accélère

d'environ 1 m.s^{-1} au nord de l'équateur et ralentit d'environ $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ au-dessus de l'upwelling. En parallèle, les précipitations augmentent d'environ 2 mm.j^{-1} au nord de 4°N et diminuent jusqu'à 3 mm.j^{-1} entre l'équateur et 4°N .

Sur la verticale, la Figure 42 montre les composites des 15 jours avant et 15 jours après t_0 , entre $10\text{-}6^\circ\text{O}$, de l'humidité relative et du vent. Durant les 15 jours avant t_0 , une couche humide ($> 70 \%$) est observée dans la basse atmosphère. Elle s'étend jusqu'à 850 hPa au-dessus de l'océan mais est plus épaisse au nord de 2°N ($\sim 800 \text{ hPa}$). La LALC est visible entre 1000 hPa et 600 hPa , centrée au-dessus de l'équateur à 800 hPa . La convection profonde se produit entre 2°N et 7°N avec une vitesse verticale du vent d'environ $-0,04 \text{ Pa.s}^{-1}$, entraînant l'humidité vers le haut, tandis que la subsidence occupe le sud de l'équateur. Ces observations sont cohérentes avec les précipitations TRMM qui montrent un maximum à $\sim 4^\circ\text{N}$ et des précipitations très faibles au sud de l'équateur.

Après t_0 , la couche humide de basse atmosphère est plus fine au-dessus de l'équateur (environ 900 hPa) mais plus épaisse (environ 750 hPa) et plus humide ($> 90 \%$ en-dessous de 850 hPa) au nord de 2°N . La LALC s'est déplacée vers le nord et est maintenant centrée à environ 3°N à 850 hPa . La subsidence au-dessus de l'océan s'intensifie (avec une vitesse verticale descendante d'environ $0,03 \text{ Pa.s}^{-1}$ entre 6°S et 4°N) et l'humidité a chuté d'environ 6% . Enfin, la convection profonde est plus forte (avec une vitesse vers le haut d'environ $-0,05 \text{ Pa.s}^{-1}$ à 5°N) et est maintenant concentrée entre $4\text{-}8^\circ\text{N}$. Les précipitations ont effectivement augmenté, le maximum s'est déplacé vers 5°N et elles ont fortement diminué au sud de 2°N .

Ces composites suggèrent une part active de la variabilité intrasaisonnière dans l'évolution saisonnière. Parmi les événements de ré-accélération du vent au nord de l'équateur, certains semblent jouer un rôle prépondérant dans le cycle saisonnier. Ainsi, par exemple, la migration vers le nord de la LALC semble être engendrée par un événement particulier de coup de vent qui s'ajoute à l'évolution saisonnière progressive.

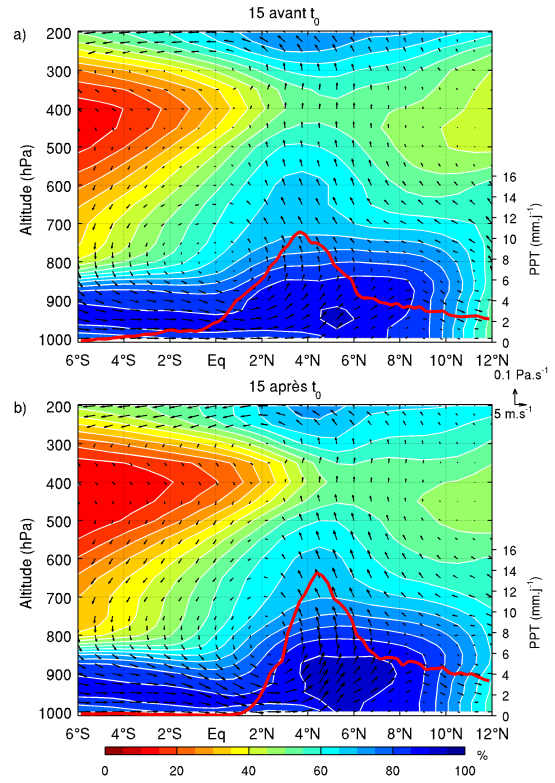


Figure 42 – Composites moyens des 15 jours (a) avant et (b) après t_0 , de l'humidité relative (couleurs, %) et du vent (flèches) ERA-Interim ainsi que des précipitations TRMM, moyennés entre $10\text{-}6^\circ\text{O}$.

Conclusion et perspectives

L'objectif de ce travail était d'explorer les interactions océan-atmosphère jouant un rôle dans l'évolution saisonnière des précipitations côtières en Afrique de l'Ouest durant le printemps boréal. Il a été effectué dans le cadre du programme AMMA, suite à des études qui ont mis en avant le rôle possible du golfe de Guinée dans le déclenchement de la mousson africaine.

La saison de mousson de l'année 2006 a été analysée grâce au grand nombre de données rassemblées cette année-là lors des campagnes intensives AMMA. Les principales structures océaniques et atmosphériques en place au printemps dans le golfe de Guinée ont ainsi pu être identifiées.

Le développement de l'upwelling équatorial au printemps boréal divise l'Est de l'Atlantique équatorial, entre 10°O-6°E, en trois bandes zonales présentant des caractéristiques différentes : la zone Nord (1°N-4,5°N), la plus humide et la plus chaude durant toute la saison, la zone Upwelling (4°S-1°N) relativement humide mais se refroidissant le plus rapidement et la zone Sud (8°S-4°S) la plus sèche et plus chaude que la zone upwelling. Le refroidissement plus rapide de la température de surface de la mer (SST) dans la zone Upwelling crée un front océanique situé vers 1°N, entre la zone Nord et la zone Upwelling. Ce front apparaît comme la zone clé des interactions océan-atmosphère dans le golfe de Guinée.

Une analyse approfondie de la basse atmosphère de part et d'autre de ce front de SST a été rendue possible grâce aux jeux de données de fine résolution collectés lors de la campagne AMMA en 2006. Les radiosondages de la campagne EGEE-3, associés aux analyses opérationnelles du CEPMMT qui les ont assimilés, ont permis d'étudier précisément la structure de la basse atmosphère. Ainsi, à partir des profils de température potentielle, deux couches distinctes ont été identifiées et leur épaisseur a pu être estimée. D'une part, la couche de mélange, entre la surface et environ 500 m, plus épaisse au-dessus des SST chaudes, répond aux variations locales de la SST. D'autre part, la couche limite

atmosphérique marine (CLAM), entre la surface et environ 1500 m, est elle aussi sensible à la SST mais ses variations sont observées avec un décalage spatial et temporel dû à l'advection par le flux atmosphérique moyen.

Sur la période d'avril à juillet 2006, une étude composite a permis de relier les refroidissements de la SST à l'équateur à des variations de vent et d'humidité. En accord avec les études précédentes [de Coëtlogon *et al.*, 2010 ; Caniaux *et al.*, 2011], le refroidissement est engendré par une intensification des alizés de sud-est. En retour, ce refroidissement crée un ralentissement du vent à l'équateur et renforce le front de SST. Une accélération de vent associée à une zone de convergence se développe alors au nord de l'équateur. Cela met en avant le fait que le front de SST favorise la convection à la côte.

L'analyse a ensuite été étendue à une période de 10 ans afin de confirmer les observations faites durant l'année 2006. Pour cela, des analyses composites et régressions linéaires ont été réalisées à partir de mesures satellites et de réanalyses. Le mécanisme reliant la SST dans le golfe de Guinée aux précipitations côtières a été examiné plus particulièrement.

Durant le printemps boréal, les alizés de sud-est s'intensifient dans l'Est de l'Atlantique par l'effet du renforcement saisonnier de l'anticyclone de Ste Hélène. Mais à l'échelle de quelques jours, ce renforcement n'est pas régulier ; il est constitué d'une succession de coups de vent qui conduit à un refroidissement de la SST autour et au sud de l'équateur. Cette anomalie froide de SST affaiblit localement le vent en retour, en accord avec la rétroaction négative observée dans les études précédentes. En parallèle, une accélération du vent de surface est observée au nord du front de SST, au-dessus des SST plus chaudes, durant les deux jours suivant le coup de vent. Ces décélération/accélération semblent dues au mélange vertical qui diminue au-dessus des anomalies de SST froides et augmente au-dessus des anomalies de SST chaudes de part et d'autre du front océanique. Une augmentation de la SLP s'organise ensuite localement au-dessus du refroidissement de la SST, ce qui renforce le gradient de SLP au nord de l'équateur et fait persister pendant environ deux jours l'accélération du vent entre l'équateur et la côte.

En revanche au sud de l'équateur, le gradient de SLP s'affaiblit ce qui ralentit le coup de vent initial. Cette divergence des anomalies de vent à l'équateur engendre des variations dans la circulation atmosphérique dans le golfe de Guinée, et tend à renforcer la circulation locale présente dans la basse atmosphère (LALC) et le flux d'air chaud et humide dans la CLAM vers la côte. En conséquence, environ deux jours après le coup de vent initial, la convection atmosphérique profonde s'intensifie à la côte, entre la surface et 200 hPa, et entraîne en altitude l'humidité issue de la convergence du vent de basse couche. Cela augmente les précipitations côtières pendant environ deux jours. Les anomalies de

convection et de précipitations intenses sont ensuite amorties par l'apport d'air plus froid et sec dans la CLAM provenant de la subsidence plus forte qu'en moyenne autour et au sud de l'équateur.

En résumé, un coup de vent de sud-est issu de l'anticyclone de Ste Hélène semble déclencher une suite d'événements sur environ quatre jours qui favorise l'activité convective à la côte via un refroidissement de la SST à l'équateur. Ce mécanisme n'est pas une simple réponse à un déclenchement de la convection côtière par un autre phénomène mais résulte d'une véritable interaction océan-atmosphère dans le golfe de Guinée.

Cependant, il serait intéressant d'étudier les interactions de ce mécanisme avec les autres phénomènes intrasaisonniers de la région, en particulier avec les ondes d'est. De plus, les données actuelles de précipitations sont trop peu fiables (modèles) ou trop imprécises (produits de satellites ou de radars, surtout au-dessus de l'océan) pour pouvoir quantifier de façon exacte, avec des méthodes statistiques linéaires, l'impact des coups de vent sur les précipitations côtières. Pour cela, une quantification du flux d'humidité apporté à la côte par ces événements de coup de vent apparaît beaucoup plus adaptée.

Pour comprendre comment ce mécanisme de coup de vent à l'échelle de quelques jours s'insère dans le fonctionnement de la mousson africaine, il faut le replacer dans le contexte des deux principaux modes de variabilité de la mousson que sont l'évolution saisonnière et le cycle diurne.

L'évolution saisonnière entre avril et juillet montre un changement simultané du vent de surface et de la LALC dans l'Est de l'Atlantique équatorial. En avril-mai, un coup de vent de sud-est a pour effet de pousser à la côte l'humidité issue de l'Atlantique tropical. A l'inverse, en juin-juillet, le développement de l'upwelling freine cette advection d'humidité au sud de l'équateur. Il pourrait alors être intéressant de savoir si la LALC contribue à alimenter en partie les précipitations côtières avec de l'humidité créée localement (par évaporation) dans le golfe de Guinée, entre l'équateur et la côte.

De plus, il serait intéressant d'explorer le rôle possible des coups de vent dans la fin de la saison des pluies côtière. Malheureusement, comme la plupart des sorties de modèles actuelles, les réanalyses représentent mal le déplacement des précipitations de la côte vers le Sahel en été et surestiment les précipitations côtières à partir de juillet. Cela rend donc difficile l'étude de cette période.

Par ailleurs, le cycle diurne est un élément essentiel de la dynamique atmosphérique, en particulier dans la CLAM. Il est donc possible qu'il interagisse avec le mécanisme de coup

de vent observé dans l'Est de l'Atlantique équatorial. En effet, le cycle diurne favorisant la convection en fin de journée et la ralentissant en début de journée, pourrait moduler l'effet du coup de vent sur la convection. De plus, l'affaiblissement du cycle diurne à partir du mois de juin pourrait être lié au déplacement de la LALC au nord de l'équateur. Il serait donc intéressant d'étudier les interactions entre les phénomènes de coup de vent intrasaisonniers et le cycle diurne avec des données adaptées. Cependant, l'étude du cycle diurne est rendue difficile car peu de données sont disponibles à la côte à cette échelle de temps ce qui explique la difficulté des réanalyses à le représenter.

Pour relier les événements des coups de vent aussi bien à l'évolution saisonnière qu'au cycle diurne, il serait utile d'avoir recours à la modélisation. Les modèles atmosphériques régionaux, en particulier, ont généralement une résolution plus fine, qui peut permettre de reproduire les processus physiques avec plus de précision qu'avec un modèle global. De plus, le couplage d'un tel modèle avec un modèle d'océan permettrait de mieux représenter les interactions entre l'océan et l'atmosphère et pourrait fournir des éléments de réponse à un certain nombre de questions posées ici. Une telle modélisation couplée est en cours au LATMOS. Ce projet vise à améliorer la compréhension du rôle de la température de surface de l'océan dans le golfe de Guinée dans le déclenchement de la mousson africaine, en mettant l'accent sur la circulation atmosphérique locale au nord de l'équateur.

Annexe A

Analyse complémentaire

Afin de s'assurer que les résultats obtenus au Chapitre 5 sont fiables et ne sont pas faussés par l'hypothèse de linéarité faite pour le calcul des régressions linéaires, l'étude a été répétée ici en utilisant une analyse en composites.

Les composites permettent d'observer si un signal préalablement défini dans une variable de référence se retrouve dans d'autres variables. L'avantage est qu'aucune hypothèse n'est émise sur la nature de la relation (linéaire ou non) entre les variables. Un composite est défini ici comme la moyenne des événements les plus intenses du phénomène étudié.

La significativité des composites est vérifiée par un test de Monte-Carlo. 1000 composites sont générés aléatoirement. En chaque point, les 1000 valeurs obtenues sont triées et la 901^{ème} valeur donne le seuil de significativité à 10 %.

Les composites sont calculés en moyennant les événements de vent les plus intenses. Ils sont identifiés à partir de τ_y -*index*. Pour cela, l'anomalie de τ_y -*index* est calculée pour chaque année en enlevant la tendance cubique d'avril à juillet en tous points. Un événement de vent fort est ensuite défini comme un maximum local, de valeur supérieure à l'écart-type des anomalies positives. Une centaine d'événements est ainsi identifiée entre avril et juillet 2000-2009.

A noter que ces événements de vent fort sont repérés uniquement à partir de τ_y -*index* de QuikScat. En effet, les réanalyses ayant une amplitude moindre que QuikScat, il est beaucoup plus difficile d'identifier des phénomènes à partir de leur intensité comme c'est le cas ici. Les événements repérés à partir de τ_y -*index* de QuikScat servent donc aussi de référence pour les composites calculés avec les jeux de réanalyses. Une bonne cohérence est cependant observée (Figure 43, étoiles).

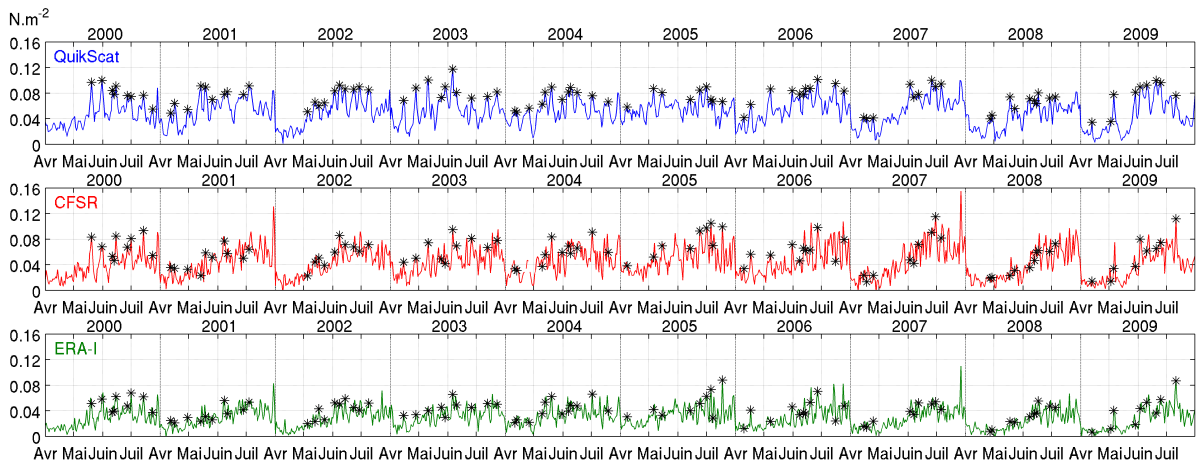


Figure 43 – Séries temporelles de τ_y ($N.m^{-2}$) entre $1-4^{\circ}N$ et $10-6^{\circ}O$ d'avril à juillet 2000-2009 de QuikScat (bleu), CFSR (rouge) et ERA-Interim (vert). Les étoiles représentent les coups de vent sélectionnés.

Il a été observé au Chapitre 3 que le vent au nord de l'équateur a une évolution temporelle marquée durant la saison des pluies côtières. Afin de savoir si le phénomène de coup de vent est affecté par cette évolution, deux jeux de composites sont calculés : le premier pour la période avril-mai (42 événements) et le second pour juin-juillet (57 événements).

Surface

Les composites de vitesse du vent de surface et d'anomalies de vent de surface, SST et WV sont représentés sur la Figure 44, en moyenne méridienne ($10-6^{\circ}O$), durant les cinq jours précédant et suivant une accélération de vent au nord de l'équateur, pour les mesures satellites et les deux réanalyses. Cela permet de s'assurer que les variations observées sur les régressions linéaires sont observables sur les événements choisis.

Les composites réalisés avec les mesures satellites reproduisent les principales caractéristiques des variables déjà décrites auparavant. En avril-mai, le composite du vent de surface montre qu'un vent fort au nord de l'équateur est précédé par un coup de vent au sud de $3^{\circ}S$. L'anomalie permet de voir que le coup de vent débute 2 jours avant au sud de l'équateur. Au nord de $1^{\circ}N$, l'accélération, de plus de $1,5 m.s^{-1}$, dure près de 4 jours (du jour -2 au jour 2). Un net ralentissement ($> 0,5 m.s^{-1}$) suit ensuite au sud de $1^{\circ}N$. Jusqu'au jour -2, une anomalie positive de SST ($< 0,3^{\circ}C$) est présente au nord de l'équateur. Une anomalie négative ($> 0,4^{\circ}C$) se développe ensuite entre $2^{\circ}S$ et $2^{\circ}N$. Finalement, une intensification du vent au nord de l'équateur est associée, d'une part, à un assèchement de l'atmosphère ($> 2 kg.m^{-2}$) au sud de l'équateur du jour -5 au jour 2 et, d'autre part, à une humidification (environ $1,5 kg.m^{-2}$) au nord de l'équateur simultanément à l'accélération maximale (du jour -2 au jour 2).

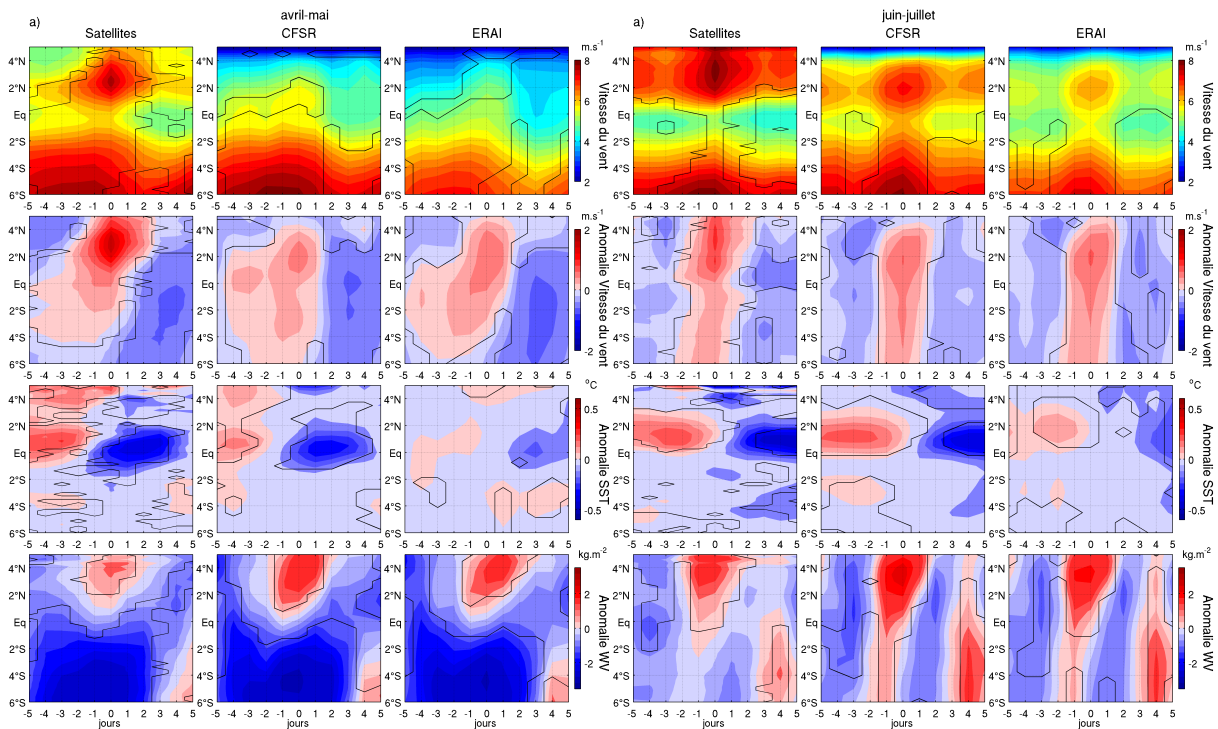


Figure 44 – Composites de vitesse du vent et anomalies de vitesse du vent, SST et WV, moyennés entre 10°S – 6°N en (a) avril-mai et (b) juin-juillet avec les données satellites (QuikScat et TMI), CFSR et ERA-Interim. Les contours représentent la significativité à 10 %. Les anomalies sont calculées en enlevant la tendance cubique d'avril à juillet chaque année.

En juin-juillet, seules quelques différences sont à noter. Le vent au sud de l'équateur ne ralentit pas significativement après le coup de vent. Les anomalies positives et négatives de SST se concentrent entre l'équateur et 2°N . La différence la plus marquée est observée en humidité où le sud de l'équateur ne s'assèche plus durant le coup de vent.

Bien que les composites réalisés avec les réanalyses parviennent à retrouver la plupart des caractéristiques identifiées avec les satellites, de nettes différences sont observées.

Ainsi, la structure du vent de surface issu des réanalyses est beaucoup moins marquée que celle des mesures satellites. En avril-mai, l'accélération de vent est à peine visible au nord de l'équateur, en particulier avec ERA-Interim. En juin-juillet, le vent de surface des réanalyses est plus cohérent avec celui des mesures satellite. Il reste cependant plus faible que les mesures ($6\text{--}7\text{ m.s}^{-1}$). Néanmoins, l'anomalie de vent montre une structure significative proche de celle observée avec les satellites, particulièrement en avril-mai où seule l'intensité du ralentissement au nord de l'équateur diffère (plus de $1,5\text{ m.s}^{-1}$ pour les mesures satellites et environ $0,6\text{ m.s}^{-1}$ pour les réanalyses). En juin-juillet, l'anomalie positive s'étend uniformément entre 6°S et 4°N du jour -1 au jour 1.

Les anomalies de SST sont bien reproduites dans CFSR mais ERA-Interim n'a pas de structures significatives. Enfin, les anomalies d'humidité obtenues par les réanalyses sont

fidèles aux mesures satellites.

Ces composites ont des structures correspondant bien aux mécanismes suggérés au Chapitre 5 à partir des régressions linéaires. En particulier, la ré-accélération du vent précède l'anomalie la plus froide de SST d'environ 2 jours. De même, au sud de l'équateur, le renversement des anomalies de vent de surface est aussi observé.

Structure verticale

Les structures verticales associées à une ré-accélération de vent au nord de l'équateur sont identifiées à l'aide de la réanalyse CFSR. La Figure 45 présente les composites latitude / altitude des anomalies de θ_e , de vent méridien et de vitesse verticale, auxquels s'ajoutent les anomalies de précipitations TRMM, de deux jours avant à deux jours après le coup de vent.

En avril-mai, la ré-accélération de τ_y coïncide avec une augmentation de la convection entre 2°N et 6°N jusqu'à 200 hPa. En parallèle, une anomalie positive de θ_e se développe sur toute la colonne et une anomalie négative prend place au sud de l'équateur dans la couche limite. Durant les deux jours qui précèdent, l'anomalie positive de θ_e s'installe dans la couche limite au nord de l'équateur. Un jour avant, la convection et la LALC commencent à s'intensifier et les précipitations augmentent, de même que la subsidence au sud de l'équateur et le vent méridien dans la couche limite au-dessus de l'océan. Un jour après, l'accélération de vent, la subsidence et les anomalies positives de θ_e persistent, mais sont cependant moins intenses. En revanche, les précipitations sont maximales à ce moment. Deux jours après, l'anomalie négative de θ_e s'étend dans la couche limite au-dessus de l'océan et il n'y a plus d'anomalie de précipitations.

En juin-juillet, les mêmes structures sont globalement retrouvées. Au moment de l'accélération de τ_y , la convection s'intensifie, une anomalie positive de θ_e se développe au niveau de la côte et les précipitations augmentent. Cependant, la convection est maintenant concentrée sur la côte, au nord de 4°N, et est moins intense au-dessus de 400 hPa. Avant le coup de vent, l'anomalie positive de θ_e se développe plus rapidement (en une journée) dans la couche limite entre 6°S et 10°N. L'intensification de la LALC est moins marquée et l'augmentation de la convection se limite à 600 hPa. De même, l'anomalie négative de θ_e au sud de l'équateur est beaucoup moins importante. Après l'accélération de vent, la convection augmente au nord de 4°N pendant encore un jour mais l'augmentation de précipitations associée est faible.

Les composites réalisés de la même manière avec ERA-Interim (Figure 46) sont en très bon accord avec les observations précédentes. En avril-mai, deux différences sont néanmoins remarquées : l'anomalie négative de θ_e s'étend du sol à environ 400 hPa et la

convection entre 2°N et 6°N est plus intense, en particulier un jour après. En juin-juillet, la convection au nord de 4°N s'étend jusqu'à 200 hPa aux lags -1 et 0, contrairement à CFSR.

Cette analyse en composites effectuée sur la période 2000-2009 retrouve donc les principales structures observées à la fois en surface et en altitude avec les régressions linéaires. En surface, le coup de vent issu des alizés de sud-est entraîne un refroidissement de la SST à l'équateur, à l'origine de la ré-accélération de τ_y entre l'équateur et la côte. Cette ré-accélération est associée à une humidification de toute la colonne atmosphérique au nord de l'équateur, à une intensification de la LALC dans un premier temps puis à une augmentation de la convection à la côte. Cela souligne bien la possibilité d'un lien entre les accélérations de vent au nord de l'équateur, la circulation atmosphérique locale et les précipitations côtières.

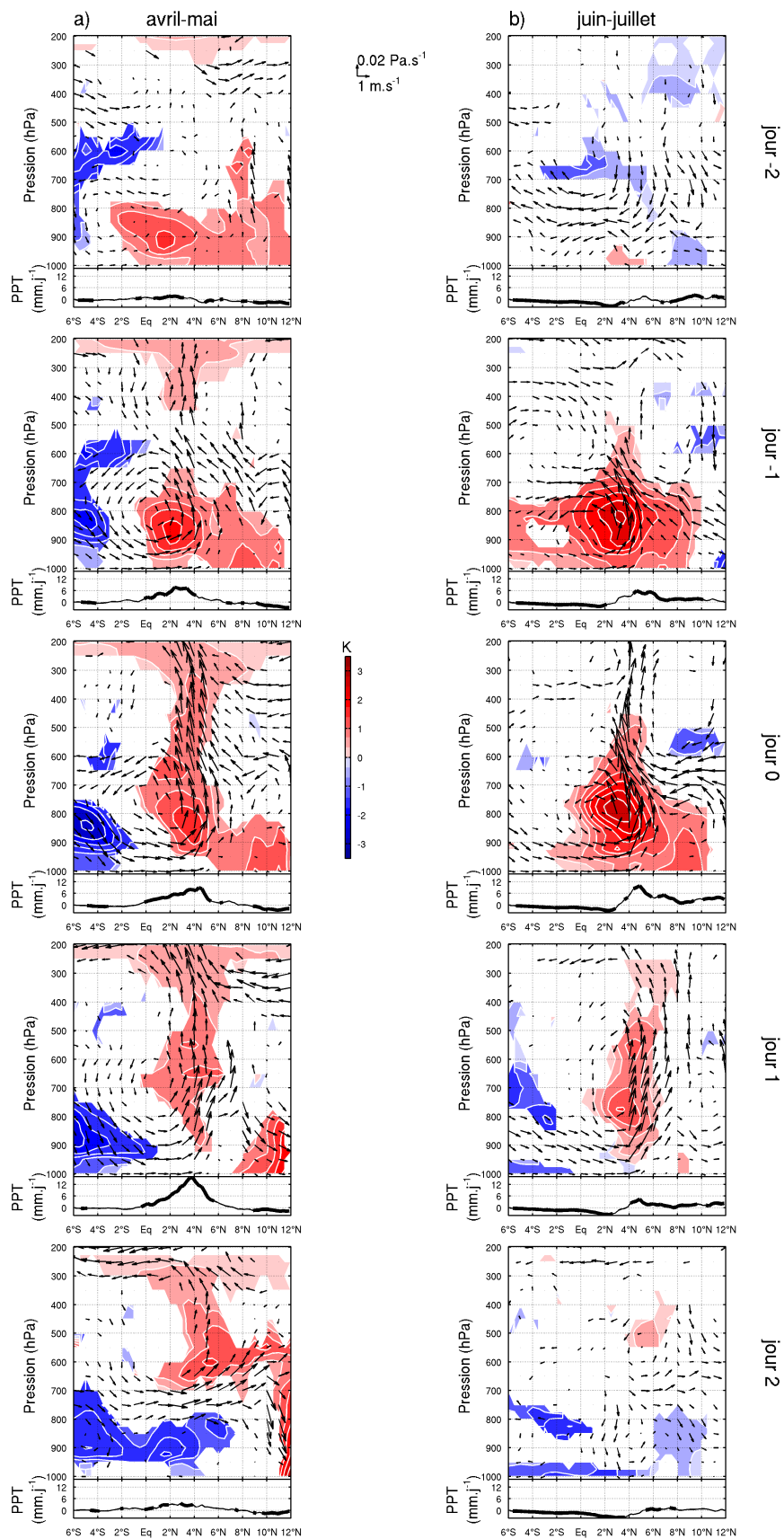


Figure 45 – Composites des anomalies de θ_e et de vent CFRS ainsi que des précipitations TRMM, moyennés entre 10-6°O, en (a) avril-mai et (b) juin-juillet. Seules les valeurs significatives à 10 % sont représentées.

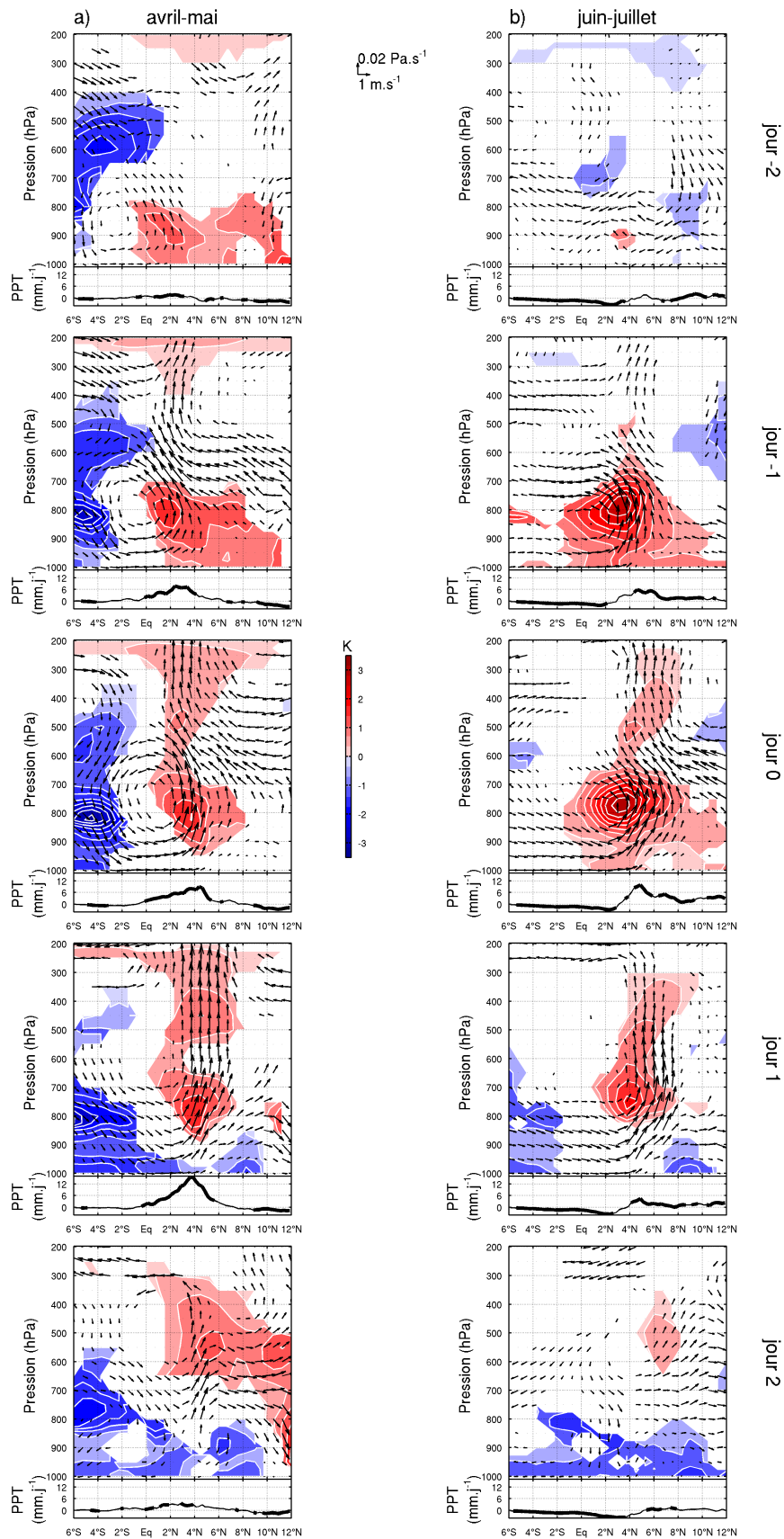


Figure 46 – Composites des anomalies de θ_e et de vent ERA-Interim ainsi que des précipitations TRMM, moyennés entre 10-6°O, en (a) avril-mai et (b) juin-juillet. Seules les valeurs significatives à 10 % sont représentées.

Annexe B

*Article - Air-sea interaction in the Gulf of Guinea
at intraseasonal timescales*

Cet article fait suite aux résultats exposés au Chapitre 5. Il a été accepté en avril 2012 au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

***Air-sea interaction in the Gulf of Guinea
at intraseasonal timescales:
wind bursts and coastal precipitation in boreal spring***

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

(Received 12 August 2011; Revised 25 April 2012; Accepted 2 May 2012)

M. Leduc-Leballeur^a, G. de Coëtlogon^a and L. Eymard^b

^aLATMOS-IPSL, UPMC, Paris, France

^bLOCEAN-IPSL, UPMC, Paris, France

Abstract. The role of air-sea interaction in the boreal spring precipitation of the West African monsoon is explored through the wind variability in the Gulf of Guinea. Linear regressions are performed in May-June during the decade 2000-2009 to investigate the origin and effect of the surface wind strengthening north of the equator. It appears that the equatorial sea surface temperature (SST) cooling intensifies a surface wind equatorial divergence / coastal convergence circulation, and generates a cross-equatorial pressure gradient, which both strengthen the southerlies north of the equator. This increases subsidence above the ocean and convection in the northern Gulf of Guinea. In addition, an abrupt change is observed in the surface wind pattern in the eastern equatorial Atlantic (EEA) between April and July. To investigate the transition mechanisms, a reference date is defined as the date when the surface wind north of the equator becomes and remains stronger than south of the equator. Thus, the maintenance of strong southerlies north of the equator is linked to a coincident installation of a deep circulation on the whole troposphere and a northward shift of the low atmospheric local circulation. The resulting sharp seasonal transition coincides each year with a southeasterly wind burst, suggesting that the equatorial SST cooling plays a role in the precipitation along the African coast during boreal spring.

1 Introduction

The eastern equatorial Atlantic (EEA) is subject to a strong annual cycle in sea surface temperature (SST), surface wind and deep convection activity [Mitchell et Wallace, 1992 ; Li et Philander, 1997 ; Gu et Adler, 2004]. In March-April, the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) located by the maximum precipitation stands near the equator and SST is uniformly warm in the equatorial zone of 10°S-5°N [Xie et Carton, 2004]. From April to July, the SST progressively cools between 4°S and 1°N and the precipitation of the West African monsoon is concentrated over the Gulf of Guinea [Gu et Adler, 2004].

This SST cooling is associated with the development of the equatorial upwelling. Its appearance is mainly due to the intensification of the southeastern trades. However, other processes act, such as horizontal advection [de Coëtlogon *et al.*, 2010], oceanic vertical mixing [Peter *et al.*, 2006], equatorial Kelvin waves [McCreary *et al.*, 1984] and oceanic surface currents [Giordani et Caniaux, 2011]. Several authors suggest an influence of this SST cooling on the beginning of the West African monsoon [Vizy et Cook, 2001 ; Sultan et Janicot, 2003 ; Gu et Adler, 2004 ; Okumura et Xie, 2004 ; Caniaux *et al.*, 2011].

At intraseasonal timescales, de Coëtlogon *et al.* [2010] study the air-sea interaction in the Gulf of Guinea. By using linear statistical analyses over 8 years of satellite data (2000-2007), they found a negative feedback between the SST and the surface wind in the EEA during boreal spring and summer: stronger than normal southeasterlies, controlled by fluctuations of the St Helena anticyclone, lead to an equatorial SST cooling south of the equator. In turn, this cold SST anomaly slows down the overlying wind within a few days. This feedback is found again and detailed for April to July 2006 in Leduc-Leballeur *et al.* [2011]. Moreover, the latter note that an acceleration of southeasterlies over the EEA is associated with a local acceleration of southerlies just north of the equator, through the SST front located around 1°N. This surface wind strengthening tends to favour such a coastal convergence, which suggests an influence on coastal precipitations. As Leduc-Leballeur *et al.* [2011] only investigated the year 2006, an extension over the whole 2000-2009 decade motivates a new study.

At the seasonal timescales, Caniaux *et al.* [2011] observe a high correlation between the equatorial upwelling and the West African monsoon onset in the Sahelian region and suggest that it comes from strong interactions between the SST cooling and wind pattern in the EEA: the southeasterlies decelerate south of the equator due to the cold SST and increase further North after crossing the equator due to warmer SST. They conclude that this wind strengthening on the northern side of the equator, from March to mid June, contributes to the northward migration of humidity and convection, and pushes precipitation to the continent. Thorncroft *et al.* [2011] study the water vapour transport towards the African coast. They observe that the key aspect of the rainfall coastal onset is the acceleration of low-level cross-equatorial southerlies, which develops the seasonal equatorial SST cooling and transports moisture towards the coast. They also suggest that the equatorial SST cooling strongly regulates the date and intensity of coastal rainfall in boreal spring. However, the local atmospheric circulation in the Gulf of Guinea remains largely unknown, as well as the mechanisms of the air-sea interaction leading to its intraseasonal variability.

The aim of this study is to identify the interaction mechanisms and their role in the convective enhancement and coastal precipitation observed in the Gulf of Guinea during boreal spring. To achieve this, a focus is made on the May-June period during the decade 2000-2009. Section 2 describes the satellite data and model reanalyses used for this study. In section 3, the origin of the wind strengthening events north of the equator is investigated, as well as their consequences. This phenomenon is then linked to the intraseasonal evolution observed during May-June, in section 4. Finally, a summary and some concluding remarks are provided in section 5.

2 Data

2.1 Satellite measurements

The SST is retrieved from the TMI (Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager) [Wentz, 1997 ; Wentz *et al.*, 2000], and surface wind vectors are provided by the QuikScat (Quick Scatterometer) satellite [Liu *et al.*, 2000], all available on the Remote Sensing Systems website (www.remss.com), as 3-day running mean on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid between 2000 and 2009. A two-dimensional cubic-spline interpolation first filled the gaps due to the clouds for each available day, and then a linear interpolation at each grid point completed the missing days (about only 15 over the whole decade).

In addition, the daily TRMM 3B42 product on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid is used. It mixes satellite measurements with data from ground radars [Huffman *et al.*, 2007], which guarantees the best possible quality for precipitation data. It is retrieved from the website trmm.gsfc.nasa.gov.

2.2 Reanalyses

Two reanalyses datasets are used: the ERA-Interim reanalysis from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (hereafter ERAI; Dee *et al.* [2011]) and the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR; Saha *et al.* [2010a]) from the National Centres for Environmental Prediction (NCEP). One of the distinctive CFSR characteristics is the coupling of atmosphere and ocean models, constrained to ERAI, which provides an advantage for the air-sea interaction study.

The reanalyses data are available on a $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ horizontal grid for ERAI and $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ for CFSR, with vertical atmospheric profiles retrieved on 23 levels from 1000 to 200 hPa for both. For this study, the daily mean of the 6-hourly parameters is used over the decade 2000-2009.

2.3 Study domain

As the processes of interest occur in the Gulf of Guinea, the study focuses on the region east of 10°W. The meridional sections are computed between 10-6°W. Indeed, it is the meridional band where the May-June standard deviation of both SST and surface wind is maximal. In agreement, Leduc-Leballeur *et al.* [2011] observe for the year 2006 that the 10-6°W band maximizes the significance of air-sea interaction effects during boreal spring. However, the same analyses are being realized on the whole 10°W-6°E meridional band to check this and similar results have been found.

3 Impact of wind bursts north of the equator

3.1 Index definition

In this section, linear statistics are used to investigate the evolution of surface and tropospheric parameters, linked to a strengthening of surface wind north of the equator. The recent use of satellite data (starting at the end of 1999 for QuikSCAT) as inputs in reanalysis products improves their quality, which is why only reanalyses starting in 2000 and after are investigated in this study. In particular, the use of only 2 or 3 months per year makes it still possible to obtain a reasonable degree of freedom in time series, authorizing an in-depth study of short periods in the year, such as the boreal spring season, which is critical for the Guinean coast rainfall. Several studies note that it occurs in May-June [Zheng *et al.*, 1999 ; Sultan et Janicot, 2003 ; Gu et Adler, 2004 ; Thorncroft *et al.*, 2011]. Thorncroft *et al.* [2011] defined May-June as the "coastal phase" of the West African monsoon, when precipitation is maximal over the coastal region (around 5°N), together with an acceleration of southerlies in the low atmosphere. May-June is thus the relevant period to study the effect of surface wind strengthening events on coastal precipitation. The non-negligible seasonal evolution, which exists during these two months, will be explored in section 4.

From 2000 to 2009, an index (noted V-index hereafter) is built by averaging the 10 m meridional wind (V) in the 1-4°N/10-6°W area (black box in Figure 47) to focus on the surface wind strengthening events north of the equator. This V-index is filtered using a Lanczos high-pass filter with a 1/90-day cutoff to remove the seasonal cycle. The anomaly fields are computed by removing the mean of the May-June period from the original fields. Then, lagged regressions onto the V-index are performed for May-June. The correlations are computed at each grid point between the anomaly fields and the V-index, weighted by the root-mean-square (rms) of the field (according to a widely used method, used by de Coëtlogon *et al.* [2010]). Therefore, regressions show the anomaly pattern linearly correlated with a one standard-deviation anomaly of the V-index. Only

correlations above the 10 % significant level are shown (*i.e.* there is less than 10 % chance that the correlation would be random).

The statistical analysis is performed with satellite, ERAI and CFSR datasets and provides a preliminary view of the air-sea interaction and tropospheric events linked to a strengthening of the surface wind north of the equator.

3.2 Air-sea interaction

Figure 47 shows the SST, sea level pressure (SLP) and surface wind in the EEA in May-June, averaged over the decade 2000-2009 as well as the results from the linear regressions performed on the V-index, from lag -2 (*i.e.* 2 days before a stronger-than-normal V-index) to lag 4 (4 days after), for TMI and QuikScat satellites (left), ERAI (centre) and CFSR (right). The satellites products and the two reanalyses exhibit similar patterns, which give a general description of air-sea interactions.

During May-June, the equatorial upwelling develops and a relatively cold SST (about 26°C) lies between the equator and about 3°S. North of the equator, the SST is warmer (about 28°C). A front between these cold and warm waters forms along 1°N with a SST difference about 2°C from side to side. The overlying SLP gradient, of about 0.5 hPa by 300 km, is mainly oriented North-South with a slightly eastward orientation. The highest SLP is located in the southwestern part of the domain (about 1013.5 hPa) and the lowest in the northeast (around 1012 hPa over the ocean). Following this gradient, the overlying winds are mainly directed northward, with an easterly component in the south turning westerly between the equator and the African coast.

At lag -2, linear regressions show a negative SST anomaly around the equator (Figure 47c-d). This cooling persists to lag 4 and is the most intense between 3°W and 9°W at lag 4 (minus 0.4°C in TMI, 0.2°C in ERAI and 0.3°C in CFSR). A general increase in the northward meridional SLP gradient is observed until lag 0, together with the development of southerlies (which are maximal, by definition, at lag 0). From lag 0 onwards, this positive SLP anomaly organises around the negative SST anomaly. This tends to decrease the SLP anomaly gradient south of the equator, and reverses it. Since the cooling in the eastern part of the domain develops after the western one, a zonal gradient of SLP anomaly is even visible in the central part of the domain at lags 1 and 2 in ERAI (from lags 1 to 4 in CFSR). North of the equator, on the contrary, a northward meridional SLP anomaly gradient settles. Most of the wind anomalies observed from lag 0 onwards are consistent with these SLP anomaly gradients: south of the equator, the northward anomalies disappear and become southward together with the inversion of the meridional SLP anomaly gradients, and north of the equator, a northward component persists. Besides, while the western cooling develops earlier than the eastern one, a clear eastward

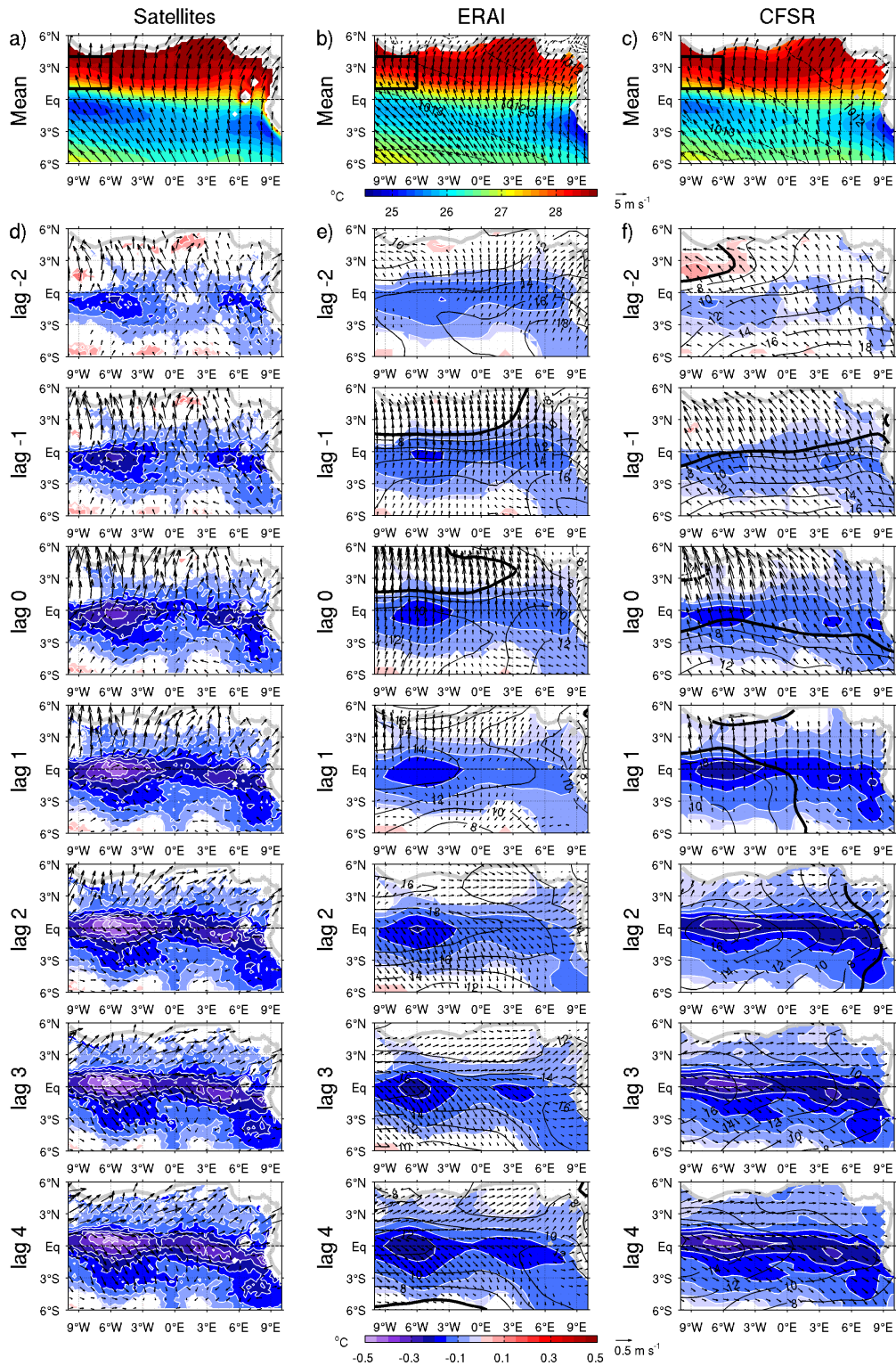


Figure 47. – (a-c) Mean SST (colours, °C), SLP (contours, Pa) and surface wind (arrows, $m s^{-1}$) during May-June 2000-2009 and (d-f) lagged regressions of these anomaly fields onto the V-index (see text for more details) with TMI and QuikScat satellites (left), ERAI (centre) and CFSR (right). Only 10 % significant correlations are plotted. The reference series lags (leads) at the negative (positive). Lags in day step, from lag -2 to 4.

component can be seen in the winds anomaly, in the same direction as the zonal SLP anomaly gradient.

The cooling of the equatorial SST observed after a wind burst agrees with previous studies. Indeed, Marin *et al.* [2009] show the SST seasonal cooling at the equator is not smooth and continued, but results from the succession of short-duration cooling events. These are generated by southeastern wind bursts due to the fluctuating St Helena anticyclone. At this shorter timescale (a few days), de Coëtlogon *et al.* [2010] found that more than half of the cold SST anomaly in the front zone could be explained by horizontal oceanic advection: stronger southerlies create northward surface currents anomaly, which bring northward colder waters around the equator. The SST cooling is thus controlled by the wind with a lag of a few days (due to the relatively large inertia of oceanic currents). This persistence explains why the cooling observed in Figure 47 starts before and persists after lag 0.

In turn, a SST anomaly can influence the overlying surface winds. Indeed, wind acceleration over warmer SST has been observed in the North Atlantic or Pacific [*e.g.* Businger et Shaw, 1984 ; Friehe *et al.*, 1991 ; Kwon *et al.*, 1998 ; Hashizume *et al.*, 2002]. Two main mechanisms were proposed to explain the influence of a SST front on the wind in the case of wind blowing from cold to warm SST [Xie, 2004 ; Small *et al.*, 2008]. The first one is linked to the stability of the lower marine atmospheric boundary layer [Sweet *et al.*, 1981 ; Wallace *et al.*, 1989]: the cold SST tends to decrease the vertical mixing of momentum and thereby weakens the surface wind by mixing it with stronger wind aloft. Conversely, above warm SST, the vertical mixing of momentum tends to increase and thereby strengthen the surface wind. The anomalous wind patterns in Figure 47 illustrate very clearly this effect: as shows their comparison with the mean surface wind patterns (a, b and c), surface winds in the three datasets are actually becoming weaker over the cooling SST, which would increase the stability of the air column. This is consistent with de Coëtlogon *et al.* [2010], who suggest that the mechanism linked to the vertical mixing of momentum play a dominant role in this region. The second mechanism underlines the effects of the SLP gradient induced by the SST front [Lindzen et Nigam, 1987]: the rapid change in the air temperature and humidity induced by the SST front results in a tight pressure gradient, with a high pressure over the cold temperature and a low pressure over the warm temperature. This is in very good agreement with the evolution of the SLP anomaly pattern seen in Figure 47: around 6°W on the equator, where the SST response to the wind is the strongest, the positive SLP anomaly induced by the SST cooling can be seen to decrease the local SLP gradient as early as lag 0. From lag 2 onwards, the anomalous high SLP perfectly matches the cold SST pattern. Therefore, this mechanism is visibly at stake in the air-sea interaction dynamics of the Gulf of Guinea as well.

In summary, the SST front appears to be a key region for air-sea interaction in the Gulf of Guinea: large-scale wind fluctuations generate large equatorial SST anomalies, inducing SLP anomalies, which in turn modify the wind and, in particular, increase the southerlies between the equator and the coast.

For the present work, a focus is made on the impact of this air-sea interaction on the Guinean coast rainfall. Indeed, in spring and early summer, the seasonal rainfall belt is located around 1-10°N [Thorncroft *et al.*, 2011]. Moreover, some hints were shown in Leduc-Leballeur *et al.* [2011] that an equatorial SST cooling could influence the deep atmospheric convection in the north of the Gulf of Guinea. It is thus of particular interest to investigate the fluctuations of the Guinean coastal rainfall induced by an acceleration of surface oceanic southerlies in the vertical atmospheric circulation.

3.3 Atmospheric response

Figure 48 shows the mean vertical atmospheric profiles between 10°W and 6°W in May-June, in ERAI (a) and CFSR (b) (the vertical component of the velocity was strongly exaggerated for clarity).

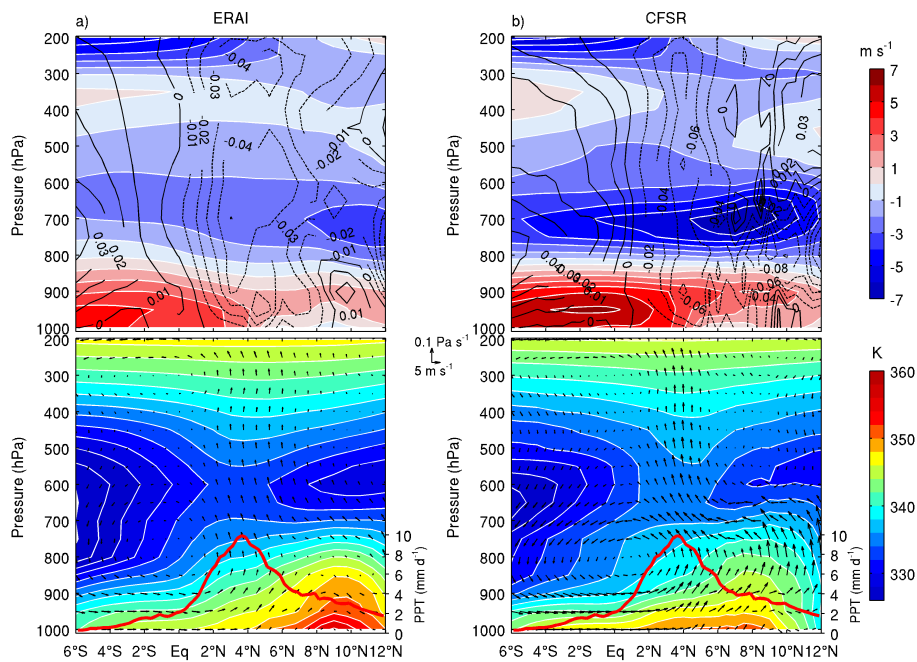


Figure 48. – (top) Mean meridional wind (colours, $m s^{-1}$) and vertical velocity (contours, $Pa s^{-1}$). (bottom) Mean equivalent potential temperature (colours, K), meridional wind / vertical velocity (arrows) with (a) ERAI and (b) CFSR, as well as TRMM precipitation (red line, $mm d^{-1}$) during May-June 2000-2009 between 10-6°W.

The highest upward vertical velocity is found over the Guinean coast (around 5°N), along the whole atmospheric column (about $-0.04 Pa s^{-1}$ in ERAI and $-0.06 Pa s^{-1}$ in CFSR). At the same place, in the middle-low atmosphere (around 600 hPa), the largest

potential equivalent temperature (T_{ep}) is observed. Subsidence occurs over the ocean, south of the equator, at an average rate of 0.03 Pa s^{-1} . A low atmospheric local circulation (LALC hereafter) is visible under 600 hPa: the corresponding cell centre is found at 800 hPa around 1°S in ERAI and 1°N in CFSR on average, with an upper branch (maximal southward velocity) located around 700 hPa. Its southward winds reaches 2 m s^{-1} in ERAI (4 m s^{-1} in CFSR), but the northward winds of the lower branch are about 4 m s^{-1} in ERAI (6 m s^{-1} in CFSR). This LALC, together with the presence of the warm and dry air at about 600 hPa north of 5°N (associated to upper branch of the shallow meridional circulation or SMC; Zhang *et al.* [2008] ; Thorncroft *et al.* [2011]), explains why the deep atmospheric convection does not occur where the surface T_{ep} is maximal (at 9°N , Figure 48b) but instead takes place further south, near the coast, where it is favoured by the coastal convergence of moist oceanic southerlies.

In order to investigate the link between the fluctuations of southerlies north of the equator and the deep coastal convection, lagged regressions were performed in the latitude-pressure section onto the same V-index as in the previous section (still in the $10\text{-}6^\circ\text{W}$ meridional band). Figure 49 shows the resulting anomalous patterns from lag -2 to lag 2, *i.e.* the 2 days before and after a southerly burst, for meridional wind, vertical velocity and T_{ep} with ERAI (a) and CFSR (b) as well as TRMM precipitation. The two reanalyses show similar patterns.

At lag -2 (*i.e.* 2 days before a maximal burst of southerlies), a slight intensification of the LALC is observed. The subsidence above the ocean increases, and the convection near the coast weakens. The next day (lag -1), the LALC strengthens, with a still increasing subsidence above the ocean and southerly wind north of the equator, together with a strong decrease in precipitation above the ocean, south of 4°N . In parallel, the T_{ep} positive anomaly stretches in the low atmosphere north of 2°N , suggesting an accumulation of warm and wet air toward the coastal region. A small increase in the coastal precipitation (around 5°N) is observed as well, which implies that the deep convection has somewhat started to intensify; however, this effect is maximal the next day (at lag 0), when the southerlies between the equator and the coast (corresponding to the V-index) are the strongest, and the convection between 4°N and 8°N until 200 hPa is the most intense. South of 2°N , the subsidence increases, mainly below 700 hPa, where a strong T_{ep} negative anomaly is also observed, together with a persistence of the decrease in precipitation south of 4°N .

At lag 1, the whole deep circulation is intensified (*i.e.* stronger than normal deep convection around the coast, and stronger than normal deep subsidence around the equator) and remains between the equator and 8°N . On the oceanic side, the T_{ep} negative anomaly develops in altitude and stretches until the coast. On the coastal side, a T_{ep}

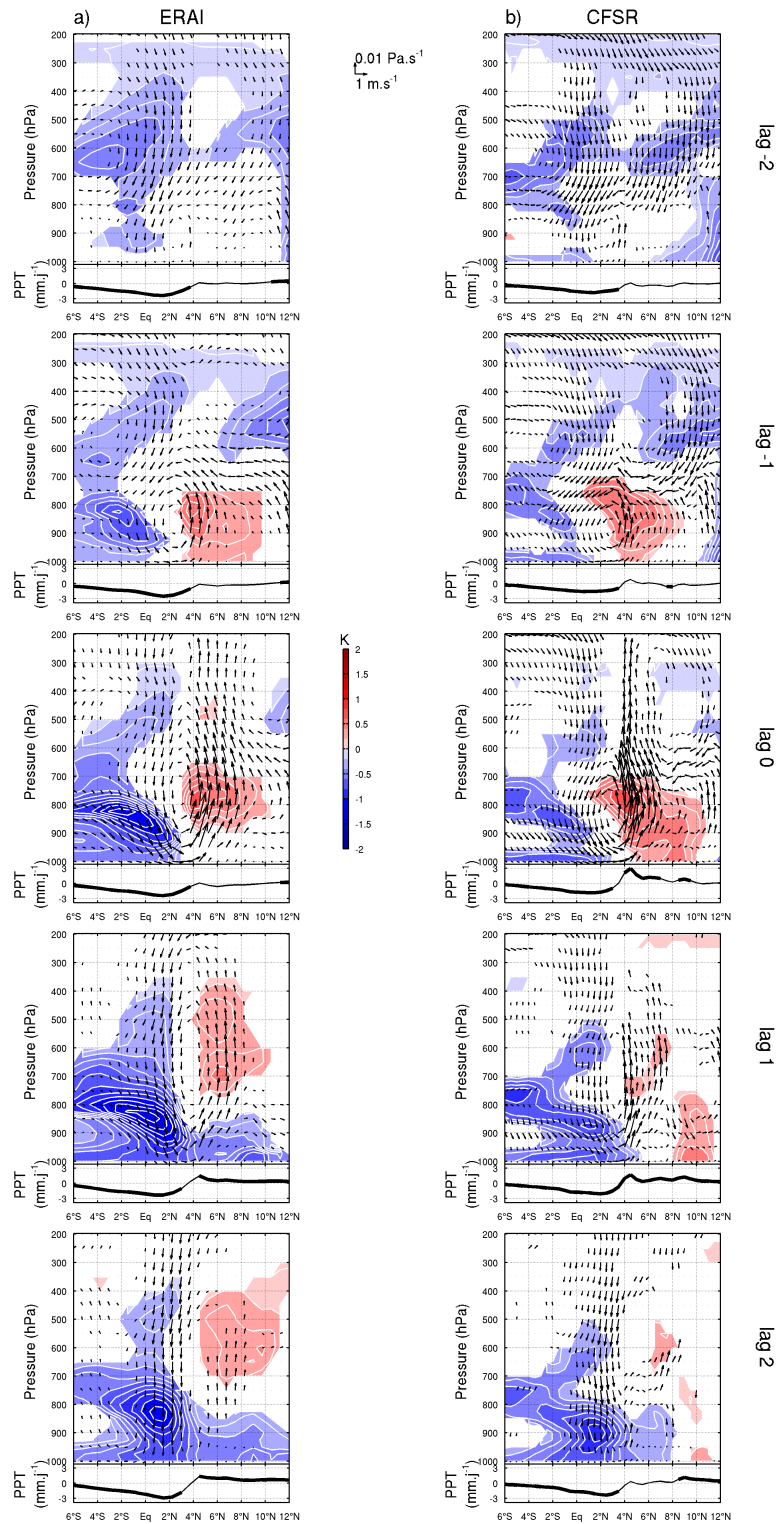


Figure 49. – Lagged regressions of equivalent potential temperature (colours, K), meridional wind / vertical velocity (arrows) onto the V-index (see text for more details) with ERAI (a) and CFSR (b). Only 10 % significant correlations are plotted. Lagged regressions of TRMM precipitation (mm d⁻¹) are drawn in black line with 10 % significant correlations in heavy line. The reference series lags (leads) at the negative (positive). Lags in day step, from lag -2 to 2.

positive anomaly (albeit hardly significant in CFSR) persists above 800 hPa between 4°N and 8°N, together with a still-significant increased precipitation. Eventually, at lag 2, only a strong anomalous subsidence remains between the equator and the coast, still with a decrease in precipitation: anomalies in coastal deep convection and precipitation cannot be observed anymore.

In brief, a strengthening of the southerlies between the equator and the coast leads to an increased LALC in the region, transports moist air toward the coast, and warms up the continental Tep, favouring the conditions for deep convection and increasing rainfall around the coast.

3.4 Discussion

The lagged regressions in May-June 2000-2009 provide some information on the events preceding and following a surface wind strengthening north of the equator at the scale of a few days. The robustness of these results is very high, since they were found in different datasets: satellite measurements, and two reanalyses datasets. For the three datasets, a surface wind strengthening north of the equator is found to significantly result in a SST cooling along the equator (Figure 47). In the same way, the anomalous patterns of Tep, meridional wind and vertical velocity found in both reanalyses datasets are significant, albeit a faster disappearance of positive Tep anomalies and vertical velocity in the coastal region at lag 1 and 2 in CFSR (Figure 49). However, the SST cooling is weaker in the reanalyses than in the satellite observations, probably because of the low resolution in the models, which cannot take into account the small-scale oceanic dynamics and thus underestimates the SST variance at daily scales. This is however less true in the CFSR reanalyses, where the SST seems to be significantly more realistic at daily timescales, probably because the CFSR model resolution is higher, but also because it is a coupled ocean-atmosphere, and thus allows for the SST to react to the atmospheric fluctuations: this clearly emphasizes the interest of using coupled reanalyses to investigate the ocean-atmosphere interaction mechanisms.

In summary, a strengthening of the southerlies between the equator and the coast is linked to an increased LALC in the region. It transports moist air toward the coast, warming up the continental Tep, which creates favourable conditions for deep convection around the coast. Figure 50 sums up in a diagram our interpretation of the coupling events: a large-scale increase in South Atlantic / Gulf of Guinea southeasterlies (1) (*i.e.* corresponding to a stronger St Helena anticyclone, with a general increased subsidence in the whole region (2), that can be partially observed in Figure 49a and b) leads to an equatorial cooling of the SST (*i.e.* an intensification of the SST front (3)). As a result, and through the two mechanisms previously discussed:

- first, the MABL stabilises over the cold SST, resulting in the weakening of equatorial surface winds, while stronger than normal southerlies persist between the equator and the coast. The latter increase the coastal convergence (due to the frictional effect of the continent), while the resulting divergence around the equator favours a local subsidence: the LALC intensifies (4).
- second, an anomalous SLP gradient results from the anomalous SST gradient (with a high SLP anomaly over the cold equatorial SST anomaly) and also contributes to the intensification of the southerlies between the equator and the coast, *i.e.* of the LALC as well.

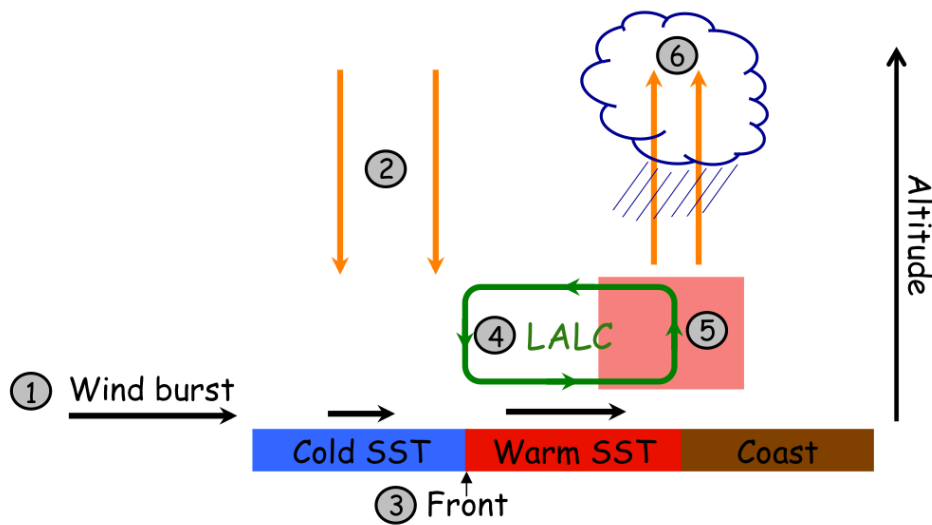


Figure 50. – Schematic altitude-latitude section of southeastern wind burst (1) effects over the Gulf of Guinea on surface wind (black arrows), SST front (3), subsidence (2) / convergence (6) (orange arrows) and LALC (4) (green loop), which transports warm and wet air (5) (red rectangle) toward the coast.

This results in an increased advection of moisture in the lower LALC toward the coast, and thus a warmer coastal Tep (5), which favours the deep convection and increases the Guinean coastal rainfall (6). But meanwhile, the subsidence over the ocean has brought down a negative Tep anomaly, which inhibits the precipitation there, and carries it toward the coast. This damps the mechanism within a few days.

Note that all this was inferred from the linear regressions showed in Figure 47 and 49, so the reversed mechanisms are at work with initial weaker than normal southeasterlies in the Gulf of Guinea (*i.e.* southward displacement of the SST front, thus local equatorial SST warming, which will increase even more the equatorial surface wind and weaken southerlies between the equator and the coast, weakening the LALC, etc). Of course, non-linear responses are probably at work here, and could largely complicate the air-sea interaction mechanisms described here.

However, in West Africa, the precipitation is usually associated with westward convective systems, which interact with synoptic atmospheric disturbances such as the African Easterly Waves (AEW, Reed *et al.* [1977] ; Fink et Reiner [2003] ; Mathon *et al.* [2002]). Contrary to what is suggested here, the southerlies strengthening between the equator and the coast could be a result (and not the cause) of an increased coastal convection. In order to verify this hypothesis, linear regressions of TRMM precipitation and QuikScat surface wind on the V-index were analysed from lag -3 to lag 2 (Figure 51). At lag -3, the surface wind weakly increases north of the equator, and no significant precipitations anomaly is observed along the coast or above the continent. The positive precipitation anomaly appears at lag -2 and stretches along the coast from lag -1, when the surface wind strengthening reinforces north of the equator. At lag 0, the maximal surface wind strengthening is associated with a positive precipitation anomaly, maximum between 10°W and 2°E along the coast, and a precipitation negative anomaly south of the equator. Eventually, from lag 1 to 2, the surface wind strengthening persists, as well as the increased precipitation along the coast. No westward convective system (*i.e.* which would travel east-west during the time lags) is observed: the mechanism proposed by the previous statistical analysis seems to be a local process, acting along the coast on the precipitation. Of course, the AEW play an important role on Guinean coastal rainfall, but what is highlighted here is the significant influence of air-sea interaction in the Gulf of Guinea on its intraseasonal variability, which inserts in the seasonal evolution between the beginning of May and the end of June.

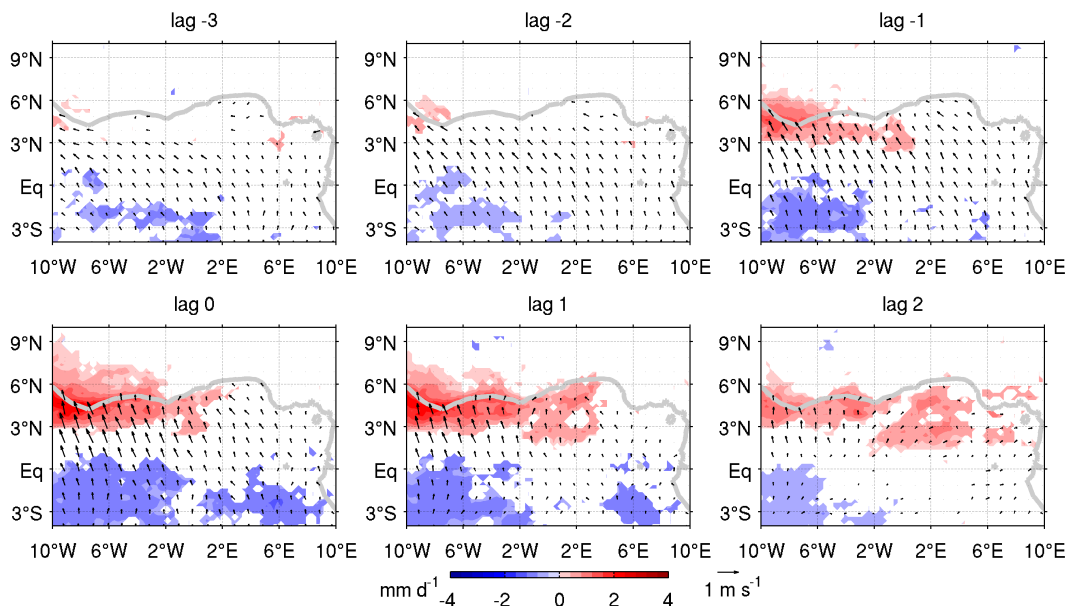


Figure 51. – Lagged regressions of TRMM precipitation (colours, mm d^{-1}) and QuikScat surface wind (arrows, m s^{-1}) onto the V-index (see text for more details). Only 10% significant correlations are plotted. The reference series lags (leads) at the negative (positive). Lags in day step, from lag -3 to 2.

Similar regressions have been performed during the April-May and June-July period (not shown). They show that in April-May, the LALC is only present during an equatorial SST cooling and surface wind strengthening north of the equator, both generated by a southeastern wind burst. This circulation in the low atmosphere then disappears until the next wind burst. On the contrary, in June-July, the LALC is always present and the wind bursts intensify it. This suggests that a succession of wind bursts is needed to install the LALC, which favours, on a long-term basis, the convection at the coast. Moreover, Zheng *et al.* [1999] describe an albedo / rainfall / vegetation feedback leading the northward seasonal migration of the precipitation maximum in West Africa. From their model, they notice a decisive influence of the SST in the Gulf of Guinea on the beginning of this northward migration. A particularly strong equatorial SST cooling would induce a southerlies strengthening, increasing the coastal convergence and convection strongly enough to trigger the deep convection at a self-sustaining level. Linear regressions are obviously unable to emphasize the possible existence of such a decisive seasonal triggering event: it is thus investigated in the next section by using a different method.

4 Seasonal transition

The coastal phase is defined in Thorncroft *et al.* [2011] as the period when the precipitation maximum reaches the coastal region, but remains over the ocean. Nguyen *et al.* [2011] propose to define the onset of this phase as the moment when the precipitation stops south of the equator (below 2 mm day⁻¹). However, Sultan et Janicot [2003] define the “preonset” and “onset” of the West African monsoon, which can be assimilated respectively to the beginning and the ending of the coastal phase (as suggested by Nguyen *et al.* [2011]). The “preonset” corresponds to the beginning of the rainy season over the Sudano-Sahelian zone. The average date is 14 May (over the period 1968-90) and it is computed from the 925 hPa zonal wind at 15°N. The “onset” is linked to the abrupt latitudinal shift of the ITCZ, with an average date being 24 June (over the period 1968-90), computed from the daily rainfall. However, previous results show that there is probably a seasonal discontinuity inside this coastal phase, which makes these dates not sufficient to completely define this period.

Figure 52 shows the QuikScat surface wind averaged in April and July in the EEA. In April, north of the equator, the wind is globally homogeneous and clearly weaker than further south, where the influence of the St Helena anticyclone can be felt. In July, the stronger winds globally observed in the region, due to the seasonal strengthening of the anticyclone shifted northward, are weakened along an equatorial band, which coincides with a cooler SST. Thus, a sharp change in the wind pattern of the Gulf of Guinea is observed before and after the coastal phase. In order to emphasize the specificity of such

a change inside the spring and summer months, the period of investigation was extended from April to July (Figure 52), thereby increasing the contrast observed in the wind patterns between the beginning and the end of the period.

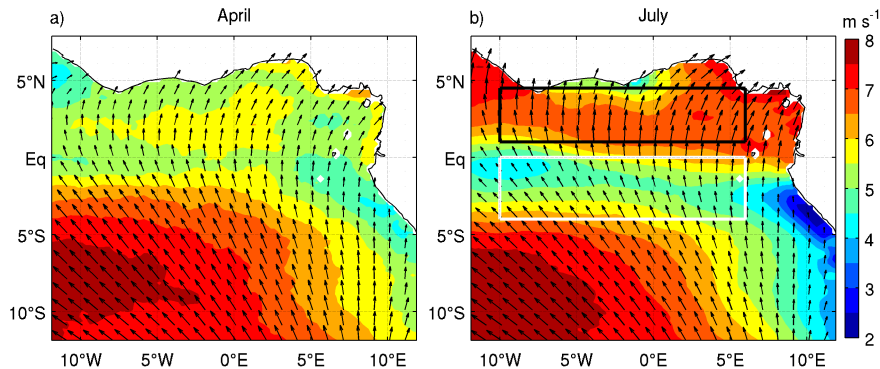


Figure 52. – Mean QuikScat surface wind speed ($m s^{-1}$) in (a) April and (b) July 2000-2009. North Area in black box and Upwelling Area in white box.

4.1 An abrupt wind change

Two key areas can be defined from these observations: the North Area ($1-4.5^{\circ}N/10^{\circ}W-6^{\circ}E$; black box on Figure 52) with means of about $5.4 m s^{-1}$ in April and $6.6 m s^{-1}$ in July and the Upwelling Area ($4^{\circ}S-0^{\circ}N/10^{\circ}W-6^{\circ}E$; white box on Figure 52) with means of about $5.8 m s^{-1}$ in April and $5.2 m s^{-1}$ in July. The meridional band chosen in this part is $10^{\circ}W-6^{\circ}E$, in order to index the whole EEA.

Figure 53a shows the meridional wind in the North and Upwelling Areas from April to July and for each year of the decade 2000-2009. In June, a sharp wind increase of about $2 m s^{-1}$ is generally observed in the North Area, when it becomes stronger than the wind in the Upwelling Area. The difference between the North and Upwelling Areas located from either side of the SST front exhibits marked changes as well at about the same time (Figure 53b-d). Indeed, SST between North and Upwelling Areas increases by $2^{\circ}C$, which suggests a sharp intensification of the SST front. In parallel, the differences in SLP increase by 50 Pa and in atmospheric boundary layer (ABL) height by 500 m. These variations are in agreement with the mechanisms proposed by Lindzen et Nigam [1987] and Wallace *et al.* [1989] around a SST front, which suggest a lower SLP and a higher ABL above warm SST (here North Area) than cold SST (here Upwelling Area). Thus, this implies a link between the meridional wind strengthening and the SST front intensification in the oceanic and atmospheric boundary layers.

In order to emphasize this dramatic strengthening in the North Area wind and represent its timing, a reference date is defined for each year. As the latter coincides with a concomitant weakening of the Upwelling Area wind, the date is chosen as the time when

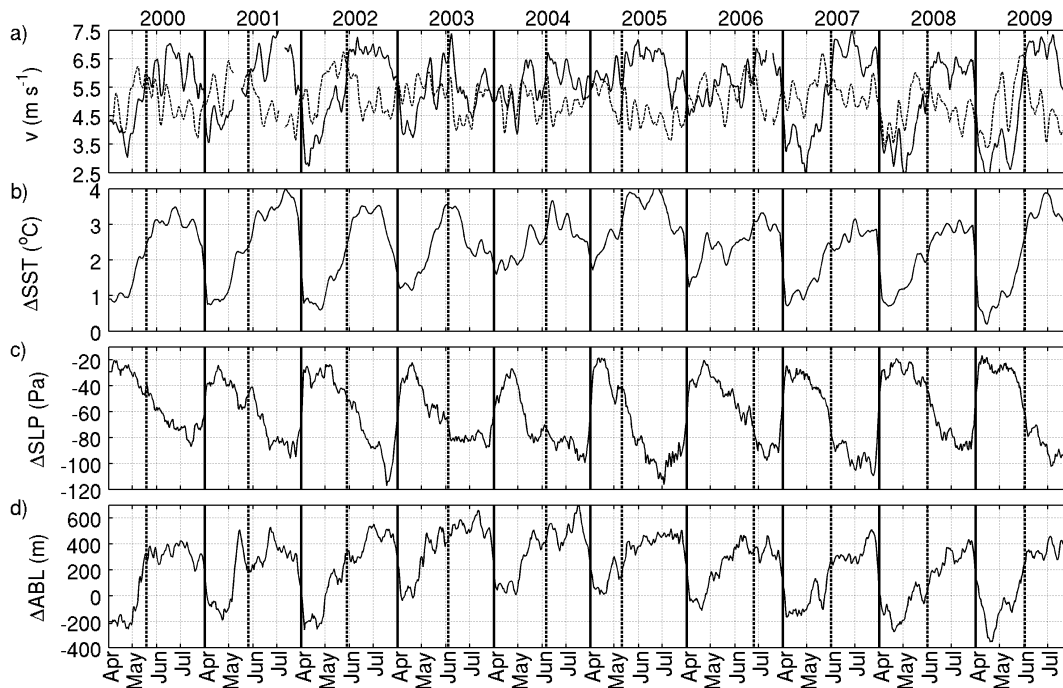


Figure 53. – April-July time series of 2000-2009 years (a) mean meridional wind in the North (solid line) and Upwelling Area (dashed line) from QuikScat; differences between the North Area minus the Upwelling Area of (b) SST TMI ($^{\circ}\text{C}$), (c) SLP ERAI (Pa) and (d) ABL computed from ERAI (m). The moving averages on 7 days are plotted to clarify the figure.

the wind in the North Area becomes, and then remains, stronger than in the Upwelling Area (Figure 53a) in April-June. In average, this phenomenon occurs on the 31 May, with two extremes in 2005 (12 May) and 2006 (26 June). From this reference date (thereafter noted as t_0), a wind surface composite is computed.

To understand the impact of this transition, it needs to be compared to the seasonal evolution. Therefore, the seasonal variation is computed as the mean 15 first days of July minus the mean 15 last days mean of April and the variation during the transition as the mean 15 days after minus the mean 15 days before t_0 . Figure 54 compares this seasonal variation with the transition variation, both averaged for the 2000-2009 period, in the 10°W - 6°E band for the QuikScat meridional surface wind. The seasonal variation shows a decrease in meridional surface wind about 0.5 m s^{-1} south of 2°S and an increase north of the equator (up to 2.5 m s^{-1} around 3°N). Figure 54 suggests that, in 4°S - 2°S band and 1°N - 4°N band, more than two thirds of the seasonal variation takes place during the transition period, whereas this period represents only a third of the whole duration (between 15 last days of April and 15 first days of July). For example, the variation during the transition at 3°N is about 1.5 m s^{-1} , compared to less than 2.5 m s^{-1} for the seasonal variation at this place. Thus, this seasonal transition seems to be a major phenomenon in the seasonal evolution of the region.

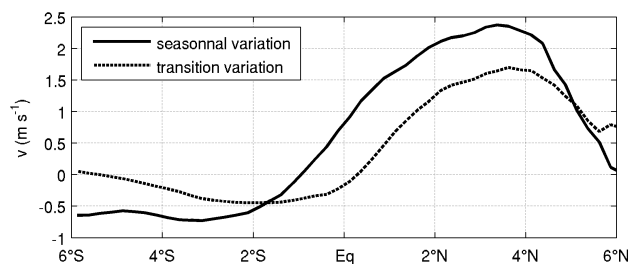


Figure 54. – Seasonal and transition variation of QuikScat meridional surface wind variation averaged between 10°W - 6°E for 2000-2009 (see text for computing details).

4.2 Analysis of the seasonal transition

Lagged composites are then computed around the reference date t_0 by averaging the fields from lag -15 (15 days before t_0) to lag 15 (15 days after, Figure 55a-b) for the 2000-2009 period, on the 10°W - 6°W meridional band with satellite products. Before t_0 (at negative lags), the sharp wind accelerations are mostly confined south of 4°N . The region south of equator is colder than north, with a SST front centred at 1°N . At lag 0 (t_0), a wind stronger than 8.5 m s^{-1} is observed in the southern part of the domain. It weakens about the equator down to 6.5 m s^{-1} , before strengthening again north of 4.5°N . SST decreases, particularly south of the equator. In the following lags, the wind remains strong north of the equator ($> 7 \text{ m s}^{-1}$) and weak south of the equator ($< 5.5 \text{ m s}^{-1}$). The SST gradient between the equator and 2°N is stronger, about 3°C . The map of differences between the averaged 15 days after and 15 days before t_0 confirms that the previous observation is robust over the whole region (6°S - $6^{\circ}\text{N}/10^{\circ}\text{W}$ - 6°E , Figure 55c-d). The wind strengthens by about 1 m s^{-1} in the North Area and weakens by about 0.3 m s^{-1} in the Upwelling Area. In the same time, SST cools by more than 3°C around the equator and about 1°C north of 2°N , which highlights the intensification of SST front about 1°N .

Coinciding changes in the whole atmosphere are investigated by computing composite sections (*i.e.* the mean 15 days after and before t_0) of the relative humidity and wind in the vertical along the meridional section 10°W - 6°W with ERAI and CFSR (Figure 56), which both agree. Before t_0 , a moist boundary layer ($> 70 \%$) is observed in the low atmosphere. It stretches up to 850 hPa above the ocean but is thicker north of 2°N (up to 800 hPa). The LALC is visible between 1000 and 600 hPa, centred over the equator at 800 hPa. Deep convection occurs between 2°N and 7°N with mean vertical wind speed of about -0.04 Pa s^{-1} , carrying humidity upward, while subsidence takes place south of 2°N with a mean vertical wind speed almost zero at the equator. After t_0 , the moist boundary layer is thinner above the equator (about 900 hPa) but thicker (about 750 hPa) and moister ($> 90 \%$ below 850 hPa) north of 2°N . The LALC has clearly shifted northward and is now centred about 2°N at 850 hPa. The subsidence above the ocean has intensified

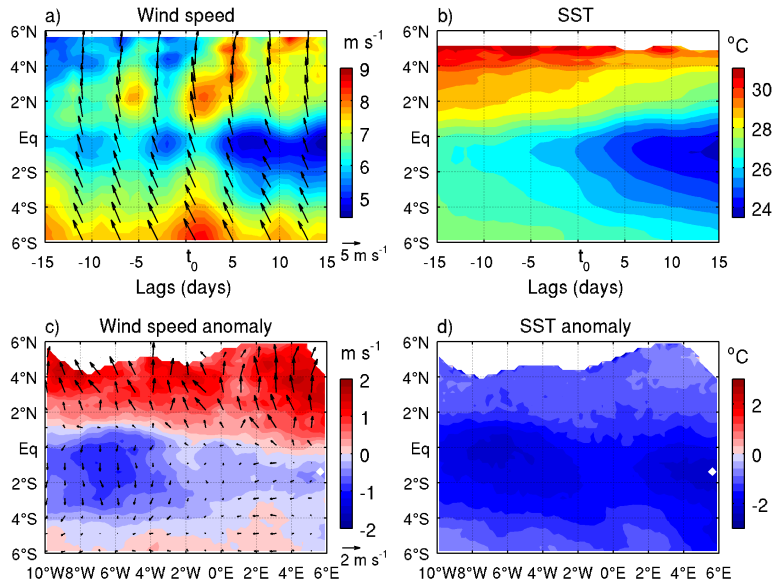


Figure 55. – (a-b) Composites computed from t_0 of each year (2000-2009), in average between $10\text{-}6^\circ\text{W}$ and (c-d) difference maps between the mean composite of 15 days after t_0 minus the mean composite of 15 days before t_0 for (left) QuikScat wind speed (m s^{-1}) and (right) TMI SST ($^\circ\text{C}$).

(with a downward wind of about 0.03 Pa s^{-1} between 6°S and 2°N) and the humidity has decreased by about 6 %. The deep convection is stronger (with an upward speed of about -0.05 Pa s^{-1} at 5°N) and is now confined between $4\text{-}8^\circ\text{N}$.

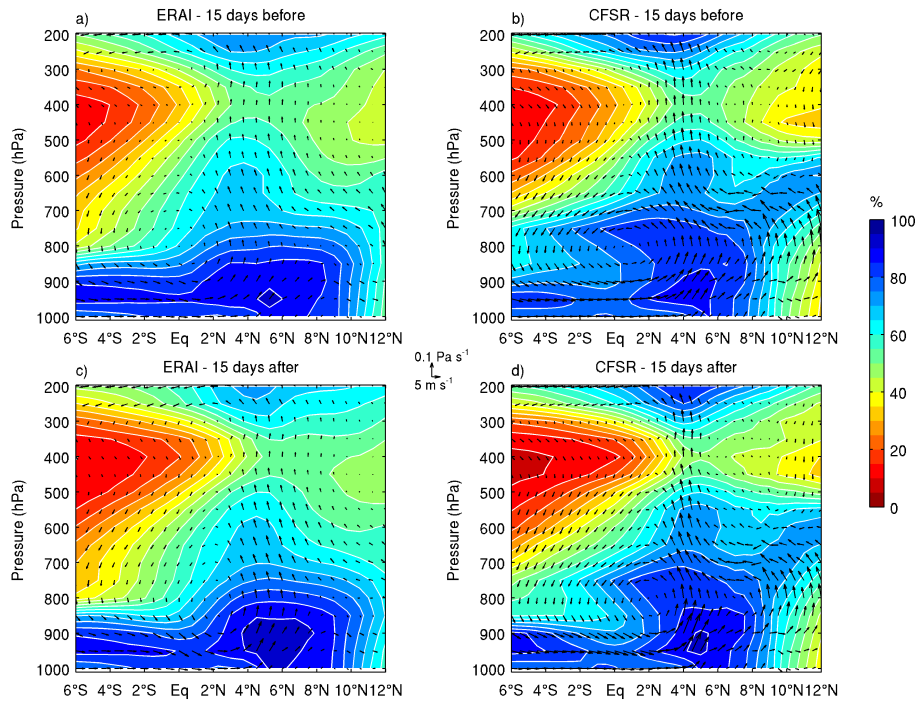


Figure 56. – Mean composites of (a-b) 15 days before t_0 and (b-c) 15 days after t_0 , in average between $10\text{-}6^\circ\text{W}$ for the relative humidity (colours, %) and meridional wind / vertical velocity (arrows) with ERAI (left) and CFSR (right).

Thus, most of the characteristics linked with a southerlies strengthening event found in the previous section are found again in these composites (Figure 55 and Figure 56), *i.e.* increased equatorial divergence / subsidence (with less precipitation) and coastal convergence / convection (with increased precipitation). This shows that the criteria used to choose the reference date was pertinent, as it catches the intraseasonal signal as well as the seasonal discontinuity.

4.3 Impact on precipitation

These atmospheric changes seem to strongly impact the precipitation distribution. Figure 57a shows the lagged precipitation composite around t_0 in the 10°W-6°W meridional band. Before t_0 , the precipitation broadly stretches until the equator and even south of it. At t_0 , the precipitation is concentrated north of 2°N with a maximum of about 9 mm day⁻¹ at 4°N and drops to zero south of 2°N. In the following lags, the maximum of precipitation stays at about 4°N and no more precipitation is observed south of 2°N. According to the difference map between the averaged 15 days after and 15 days before t_0 (Figure 57b), the precipitation increases by about 2 mm day⁻¹ north of 4°N and decreases by up to 3 mm day⁻¹ between the equator and 4°N.

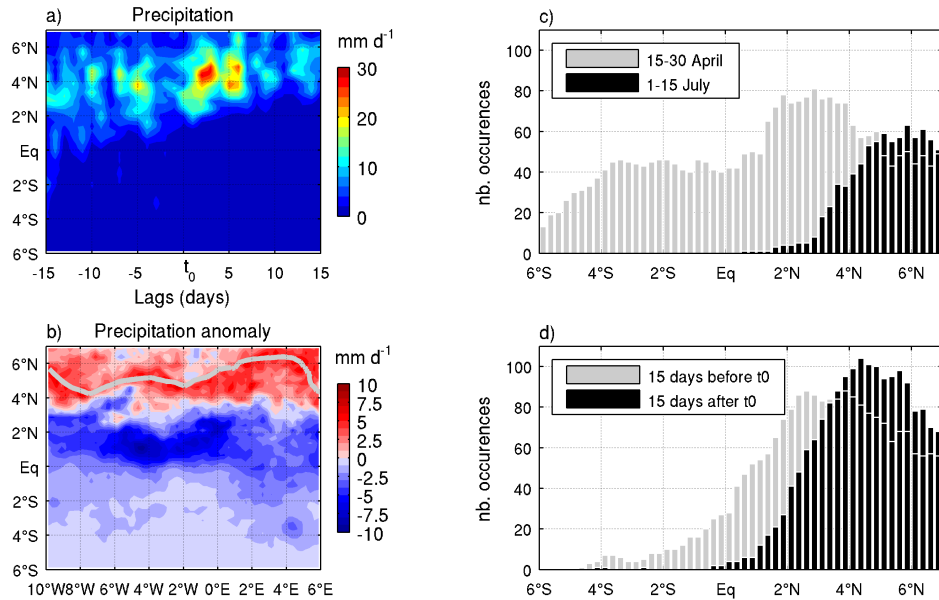


Figure 57. – (a) Composites computed from t_0 of each year (2000-2009), in average between 10-6°W. (b) Difference maps between the mean composite of 15 days after t_0 minus the mean composite of 15 days before t_0 for TRMM precipitations (mm d⁻¹). (c) TRMM daily precipitation occurrences during the 15 last days of April (grey bars) and the 15 first days of July (black bars). (d) TRMM daily precipitation occurrences during the 15 days before t_0 (grey bars) and the 15 days after t_0 (black bars). An occurrence is define as a daily precipitation higher than 5 mm d⁻¹ averaged between 10-6°W.

To compare this evolution during the transition with the seasonal evolution, but being free of the effect of strong systems on the precipitation composite, the daily precipitation occurrences are counted during the 15 last days of April and the 15 first days of July minus (Figure 57c) and during the 15 days before and the 15 days after t_0 (Figure 57d). The end of April is the very beginning of the coastal phase of the West African monsoon and there is significant precipitation over the ocean. However, the precipitation maximum is located between 2°N and 4°N. In comparison, during the 15 days before t_0 , this maximum is always located at this place. In the beginning of July, the precipitation maximum stands around 6°N. In comparison, during the 15 days after t_0 , this maximum is located between 4°N and 6°N. Thus, the transition seems to influence the northward seasonal migration of the precipitation band, which shows an abrupt shift by 2° within 15 days.

To confirm these observations, a qualitative indicator of production or decrease of CAPE (Convective Available Potential Energy) is used (“CAPE tendency” hereafter). However, it must be noted that this quantity does not correspond to the exact CAPE tendency, and should be considered as a qualitative estimate. Protat et Lemaître [2001] suggest that the CAPE tendency can be estimated from the rate of change of the vertical Tep gradient using the following equation:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial Tep}{\partial z} \right) = \underbrace{-u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial Tep}{\partial z} \right) - v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Tep}{\partial z} \right) - w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial Tep}{\partial z} \right)}_{\text{classic advection}} \underbrace{- \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Tep}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Tep}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial Tep}{\partial z}}_{\text{differential advection}} \quad (1)$$

The negative values are associated with a CAPE supply and the positive values with a CAPE loss.

Figure 58a-b show lagged composites of the CAPE tendency field computed with ERAI and CFSR around t_0 from lag -15 to lag 15 for the same meridional band (10-6°W). Before t_0 , the CAPE tendency exhibits a positive (negative) area south (north) of about 2°N. After t_0 , the positive area increases and stretches as far as 5°N. To explain these variations, the sum of the “classic” and differential advection is computed for zonal, meridional and vertical components. Figure 58c-d represents the meridional advection with ERAI and CFSR. It is the meridional advection term, which mainly leads the CAPE tendency in the whole region, whereas the vertical advection term leads about 6°N and the zonal advection term is weak in comparison with both previous terms (not shown).

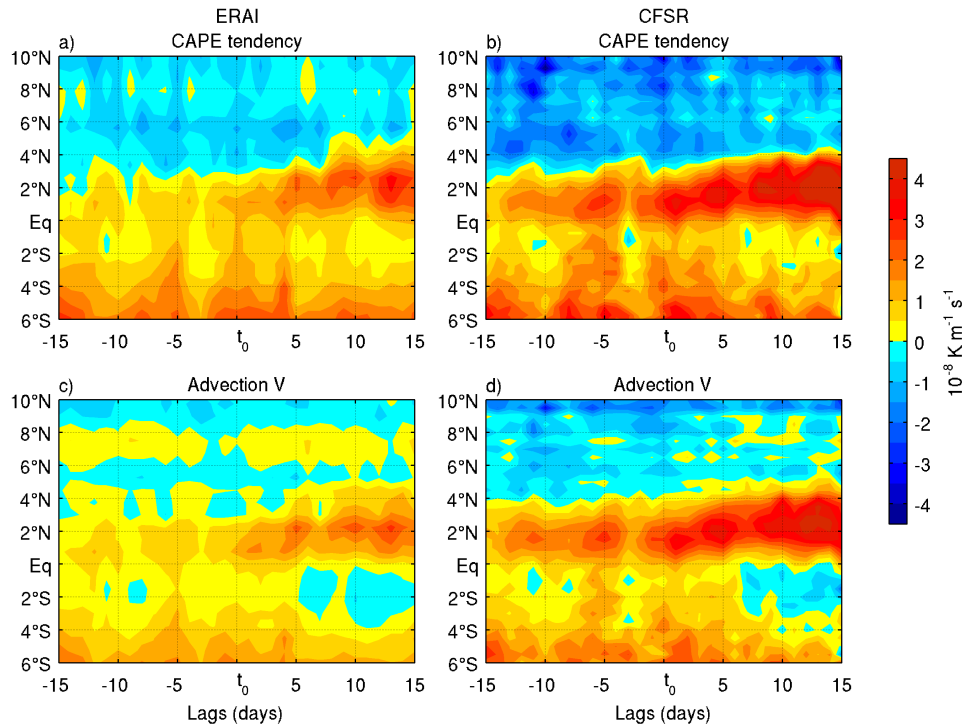


Figure 58. – Mean composites computed from t_0 of each year between $10\text{--}6^\circ\text{W}$ of (a-b) the CAPE tendency field and the (c-d) meridional advection term contributing to the CAPE tendency with ERAI (left) and CFSR (right).

Before t_0 , south of 2°N , the CAPE loss is due to the meridional wind which moves the CAPE northward (Figure 58c-d). This contributes to settle a stable atmosphere above the ocean in agreement with the SST cooling and the subsidence observed in the previous section. This CAPE meridional advection constitutes a CAPE supply for the vertical advection between 2°N and the coast (not shown) and suggests that the convection can develop there. Thus, the precipitation is weak south of 2°N , but stronger from 2°N to the coast, where the convection is favoured in agreement with Figure 56.

After t_0 , southerlies increase north of the equator and move the CAPE as far as about 4°N . It results in a concentration of CAPE between 4°N and 6°N which can feed the vertical advection. Between 2°N and the equator, the CAPE loss by meridional advection is coherent with the stabilisation of the atmosphere observed on Figure 56 through the increase in subsidence and the decrease in humidity.

Thus, this increase in available CAPE associated with the intensification of the subsidence south of 2°N (Figure 56), agrees with the migration of precipitation toward the coast observed during the seasonal transition (Figure 57).

5 Conclusion

The air-sea interaction mechanisms playing a role in the coastal precipitation of the Gulf of Guinea are investigated from satellite measurements and reanalyses datasets (ERA-Interim and CFSR). The focus is made on the wind strengthening events north of the equator, particularly interesting because of their link with the air-sea interaction in the EEA and their impact on the tropospheric dynamics through the convection along the Guinean coast. Regression analyses were performed to study the origin of this wind acceleration and their effect north of the equator, in May-June 2000-2009.

During boreal spring, southeasterlies intensify in the EEA due to the seasonal variability of the St Helena anticyclone [Marin *et al.*, 2009 ; de Coëtlogon *et al.*, 2010 ; Caniaux *et al.*, 2011]. This leads to a SST cooling south of the equator, which weakens the overlying southeasterlies, in agreement with the negative feedback proposed in de Coëtlogon *et al.* [2010]. Due to the cold SST south of equator and warm SST north of the equator, an equatorial surface wind divergence is combined with an increased coastal convergence to intensify the low atmospheric local circulation (LALC). In parallel, a cross-equatorial pressure gradient develops and also contributes to the surface wind strengthening between the equator and the Guinean coast. This confirms that the wind surface strengthening results from the air-sea interaction through the equatorial SST front, as suggested in Leduc-Leballeur *et al.* [2011] for the 2006 season. This mechanism transports moisture in the Gulf of Guinea toward the coast, which increases the coastal convection and favours a deep circulation between the ocean and the coast: the coastal precipitation is thus intensified during one or two days. In short, a wind burst in the Gulf of Guinea releases a mechanism, which lasts for about four days and supports the coastal convective activity through an equatorial SST cooling and a surface wind strengthening between the equator and the coast.

Nevertheless, the atmospheric circulation changes between May and June. In May, the LALC appears briefly, due to a southeastern wind burst, and collapses within a few days; whereas in June, the LALC is always active, and intensifies even more during the wind bursts. This suggests an abrupt seasonal transition prepared by a succession of southeastern wind bursts, and possibly triggered by a significantly stronger southeastern wind burst. This is accompanied by an abrupt change in the surface wind pattern as well: at the beginning of the coastal phase, the surface wind north of the equator is weaker than south of the equator, but subsequently the surface wind strengthens north of the equator and weakens south of the equator. A reference date can be defined as the transition between the two wind patterns, when the wind north of the equator becomes and remains stronger than south of the equator. The average date is the 31 May over the decade 2000-2009. This reference date gives a useful mark to investigate the intraseasonal

processes installing the precipitation at the coast and completes the steps of the West African monsoon evolution proposed by some previous authors [*e.g.* Sultan et Janicot, 2003 ; Nguyen *et al.*, 2011].

The analysis of composites computed over the 10 years using the reference date shows that the transition is initially triggered by strong southeasterlies south of 4°S. The atmosphere is impacted as previously described, *i.e.* with an increased subsidence above the ocean and convection at the coast, as part of an intensified LALC and deep circulation upon the whole troposphere. These changes are sustained after the reference date: following the strengthening of the deep circulation, the LALC moves suddenly northward, releasing its feedback on the southerlies between the equator and the coast as a permanent situation, and the convective activity is intensified.

Moreover, these strong southerlies contribute to push the CAPE from the Gulf of Guinea toward the coast by meridional advection, feeding the coastal deep convection. This suggests that the Gulf of Guinea plays a key role in the energy and humidity supply of the coastal precipitation. Note that a strong influence of the SST front fluctuations in forcing the LACL fluctuations has been emphasized throughout this work. However, this hypothesis was only based on the analysis of the linear regression patterns: only sensitivity modelling experiments could definitively prove that statement, and quantify the effect of this mechanism.

Finally, this study suggests that a succession of wind bursts from the St Helena anticyclone can cause a sharp and durable change in the atmospheric circulation in the northern Gulf of Guinea, which leads to the concentration of precipitation at the coast during boreal spring by interacting with the northern front of the cold tongue. Caniaux *et al.* [2011] suggested that the equatorial SST cooling plays a role in the West African monsoon onset: in this framework, it would be interesting to investigate if the end of the Guinean coastal rainfall (rapidly followed by the West African monsoon onset) could be due to a similar mechanism of air-sea interaction.

Acknowledgements. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, including those in France, the UK, USA and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website (<http://www.amma-international.org>). TMI data are sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project and QuikScat data by the NASA Ocean Vector Winds Science Team. The authors wish to thank G. Caniaux, S. Janicot and A. Weill for their help, as well as the reviewers for their constructive remarks.





Acronymes

AMMA	– Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ASTEX	– Atlantic Stratocumulus Transition EXperiment
CEPMMT	– Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (<i>id.</i> ECMWF)
CFSR	– Climate Forecast System Reanalysis
ECMWF	– European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (<i>id.</i> CEPMMT)
ERA-Interim	– ECMWF ReAnalysis-Interim
EGEE	– Etude de la circulation océanique et du climat dans le golfe de Guinée
FASINEX	– Frontal Air-Sea Interaction EXperiment
FOCAL/SEQUAL	– programme Français Ocean et Climat dans l’Atlantique équatoriaL / Seasonal Response of the Equatorial Atlantic
GALE	– Genesis of Atlantic Lows EXperiment
JASIN	– Joint Air-Sea Interation
MSG	– Meteosat Second Generation
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
PIRATA	– Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic
SAFNWC	– Satellite Application Facility for supporting NoWCasting
SEMAPHORE	– Structure des Echanges Mer-Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéités Océaniques : Recherche Expérimentale
TMI	– TRMM’s Microwave Imager
TRMM	– Tropical Rainfall Measuring Mission

CLAM	–	Couche Limite Marine Atmosphérique (<i>id.</i> MABL)
CMO	–	Couche de Mélange Océanique
EUC	–	Equatorial UnderCurrent (sous-courant équatorial)
FIT	–	Front InterTropical
GC	–	Guinea Current (courant de Guinée)
ITCZ	–	InterTropical Convergence Zone (<i>id.</i> ZCIT)
JEA	–	Jet d'Est Africain
JET	–	Jet d'Est Tropical
LALC	–	Low Atmospheric Local Circulation
MABL	–	Marine Atmospheric Boundary Layer (<i>id.</i> CLAM)
MJO	–	Madden-Julian Oscillation
NCTI	–	Northern Cold Tongue Index
OLR	–	Outgoing Longwave Radiation
QZBD	–	Quasi-Biweekly Zonal Dipole
SEC	–	South Equatorial Current (courant équatorial sud) branche nord (nSEC) et branche sud (sSEC)
SLP	–	Sea Level Pressure
SMC	–	Shallow Meridian Circulation
SST	–	Sea Surface Temperature
WV	–	Water Vapour (contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère)
ZCIT	–	Zone de Convergence InterTropicale (<i>id.</i> ITCZ)





Références

- Albrecht B., Bretherton C. et Scubert W.** 1995. The Atlantic stratocumulus transition experiment-ASTEX. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76(6).
- Athié G. et Marin F.** 2008. Cross-equatorial structure and temporal modulation of intraseasonal variability at the surface of the Tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 113(C8).
- Back L. et Bretherton C.** 2009. On the relationship between SST gradients, boundary layer winds, and convergence over the tropical oceans. *J. Clim.*, 22(15) : 4182–4196.
- Bellenger H.** 2007. *Rôle de l'interaction océan – atmosphère dans la variabilité intrasaisonnière de la convection tropicale*. Th. de Doctorat, Ecole Polytechnique, Paris.
- Berrisford P., Dee D., Fielding K., Fuentes M., Kallberg P., Kobayashi S. et Uppala S.** 2009. The ERA-Interim Archive. *ERA report series*, 1(1).
- Bolton D.** 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 108(7) : 1046–1053.
- Bourlès B., Brandt P., Caniaux G., Dengler M., Gouriou Y., Key E., Lumpkin R., Marin F., Molinari R. L. et Schmid C.** 2007. African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : Special measurements in the Tropical Atlantic. *CLIVAR Exchanges*, 12(2) : 7–9.
- Bourlès B., Lumpkin R., McPhaden M., Hernandez F., Nobre P., Campos E., Yu L., Planton S., Busalacchi A., Moura A., Servain J. et Trotte J.** 2008. The PIRATA program : History, accomplishments, and future directions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89(8) : 1111–1125.
- Businger J. A. et Shaw W. J.** 1984. The response of the marine boundary layer to mesoscale variations in sea-surface temperature. *Dyn. Atm. Oceans*, 8(3-4) : 267–281.
- Cadet D. L. et Nnoli N. O.** 1987. Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113(476) : 581–602.
- Caniaux G., Giordani H., Redelsperger J.-L., Guichard F., Key E. et Wade M.** 2011. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *J. Geophys. Res.*, 116(C04003).

- Charney J.** 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 101(428) : 193–202.
- Chelton D., Esbensen S., Schlax M., Thum N., Freilich M., Wentz F., Gentemann C., McPhaden M. et Schopf P.** 2001. Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. *J. Clim.*, 14 : 1479–1498.
- Chou C. et Neelin J.** 2003. Mechanisms Limiting the Northward Extent of the Northern Summer Monsoons over North America, Asia, and Africa*. *J. Clim.*, 16(3) : 406–425.
- Chou C., Neelin J. et Su H.** 2001. Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127(576) : 1869–1891.
- Cook K. H.** 1999. Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *J. Clim.*, 12 : 1165–1184.
- Cornforth R., Hoskins B. et Thorncroft C.** 2009. The impact of moist processes on the African easterly jet-African easterly wave system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135(641) : 894–913.
- Couvreux F., Guichard F., Bock O., Campistron B., Lafore J. et Redelsperger J.** 2010. Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(S1) : 159–173.
- de Coëtlogon G., Janicot S. et Lazar A.** 2010. Intraseasonal variability of the ocean - atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(Sp. Iss. SI Suppl. 1) : 426–441.
- Dee D., Uppala S., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., Balsamo G., Bauer P. et al.** 2011. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656) : 553–597.
- Derrien M. et Le Gléau H.** 2005. MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens.*, 26(21) : 4707 – 4732.
- Deser C., Wahl S. et Bates J. J.** 1993. The Influence of Sea Surface Temperature Gradients on Stratiform Cloudiness along the Equatorial Front in the Pacific Ocean. *J. Clim.*, 6(6) : 1172–1180.
- Diedhiou A., Janicot S., Viltard A., De Felice P. et Laurent H.** 1999. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic : results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15(11) : 795–822.
- Dirks R., Kuettner J. et Moore J.** 1988. Genesis of Atlantic lows experiment (GALE) : An overview. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 69 : 148–160.
- Douville H., Chauvin F. et Broqua H.** 2001. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I : Mean monsoon and daily precipitation. *J. Clim.*, 14(11) : 2381–2403.
- Drobinski P., Sultan B. et Janicot S.** 2005. Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset. *Geophys. Res. Lett.*, 32(1).

- Druyan L., Feng J., Cook K., Xue Y., Fulakeza M., Hagos S., Konaré A., Moufouma-Okia W., Rowell D., Vizy E. et al.** 2010. The WAMME regional model intercomparison study. *Climate Dynamics*, 35(1) : 175–192.
- Eymard L., Karbou F., Janicot S., Chouaib N. et Pinsard F.** 2010. On the use of Advanced Microwave Sounding Unit-A and-B measurements for studying the monsoon variability over West Africa. *J. Geophys. Res.*, 115(D20) : D20115.
- Eymard L., Planton S., Durand P., LeVisage C., LeTraon P., Prieur L., Weill A., Hauser D., Rolland J., Pelon J., Baudin F., Benech B., Brenguier J., Caniaux G., DeMey P., Dombrowski E., Druilhet A., Dupuis H., Ferret B., Flamant C., Flamant P., Hernandez F., Jourdan D., Katsaros K., Lambert D., Lefèvre J., LeBorgne P., LeSquere B., Marsoin A., Roquet H., Tournadre J., Trouillet V., Tychensky A. et Zakardjian B.** 1996. Study of the air-sea interactions at the mesoscale : The SEMAPHORE experiment. *Ann. Geophys.*, 14(9) : 986–1015.
- Fink A. et Reiner A.** 2003. Spatiotemporal variability of the relation between African easterly waves and West African squall lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, 108(D11) : 4332.
- Fink A., Vincent D. et Ermert V.** 2006. Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Mon. Wea. Rev.*, 134(8) : 2143–2164.
- Flaounas E., Janicot S., Bastin S., Roca R. et Mohino E.** 2011. The role of the Indian monsoon onset in the West African monsoon onset : observations and AGCM nudged simulations. *Climate Dynamics*, pages 1–19.
- Fleury L., Boichard J.-L., Brissebrat G., Cloché S., Eymard L., Mastrorillo L., Moulaye O., Ramage K., Asencio N., Coppeaux J., Devic M.-P., Favot F., Ginoux K., Lafore J.-P., Polcher J., Redelsperger J.-L., Roussot O. et Tytéca M.** 2011. AMMA information system : an efficient cross-disciplinary tool and a legacy for forthcoming projects. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) : 149–154.
- Foltz G. R. et McPhaden M. J.** 2004. The 30-70 day oscillations in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 31(15).
- Fontaine B., Garcia-Serrano J., Roucou P., Rodriguez-Fonseca B., Losada T., Chauvin F., Gervois S., Sijikumar S., Ruti P. et Janicot S.** 2010. Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon : observed connection patterns (1979-2006) and climate simulations. *Climate Dynamics*, 35(1) : 95–114.
- Fontaine B. et Janicot S.** 1992. Wind-field coherence and its variations over West Africa. *J. Clim.*, 5 : 512–524.
- Fontaine B. et Louvet S.** 2006. Sudan-Sahel rainfall onset : Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts. *J. Geophys. Res.*, 111(D20) : D20103.
- Fontaine B., Louvet S. et Roucou P.** 2008. Definition and predictability of an OLR based West African monsoon onset. *Int. J. Climatol.*, 28(13) : 1097–0088.

- Friehe C. A., Shaw W. J., Rogers D. P., Davidson K. L., Large W. G., Stage S. A., Crescenti G. H., Khalsa S. J. S., Greenhut G. K. et Li F.** 1991. Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front. *J. Geophys. Res.*, 96(C5) : 8593–8609.
- Gaetani M., Pohl B., Douville H. et Fontaine B.** 2011. West African Monsoon influence on the summer Euro-Atlantic circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 38(9) : L09705.
- Garzoli S. L.** 1987. Forced-oscillations on the equatorial Atlantic basin during the seasonal response of the equatorial Atlantic program (1983-1984). *J. Geophys. Res.*, 92(C5) : 5089–5100.
- Giannini A., Saravanan R. et Chang P.** 2003. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302(5647) : 1027.
- Giordani H. et Caniaux G.** 2011. Diagnosing vertical motion in the Equatorial Atlantic. *Ocean Dynamics*, 1 : 233.
- Gu G. et Adler R.** 2004. Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. *J. Clim.*, 17(17) : 3364–3377.
- Guiavarc’h C., Tréguier A.-M. et Vangriesheim A.** 2009. Deep currents in the Gulf of Guinea : along slope propagation of intraseasonal waves. *Ocean Science*, 5(2) : 141–153.
- Hagos S. M. et Cook K. H.** 2009. Development of a Coupled Regional Model and Its Application to the Study of Interactions between the West African Monsoon and the Eastern Tropical Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 22 : 2591–2604.
- Ham Y.-G., Kug J.-S., Kang I.-S., Jin F.-F. et Timmermann A.** 2010. Impact of diurnal atmosphere–ocean coupling on tropical climate simulations using a coupled GCM. *Climate Dynamics*, 34 : 905–917.
- Hashizume H., Xie S., Liu W. et Takeuchi K.** 2001. Local and remote atmospheric response to tropical instability waves : A global view from space. *J. Geophys. Res.*, 106 : 10173–10185.
- Hashizume H., Xie S.-P., Fujiwara M., Shiotani M., Watanabe T., Tanimoto Y., Liu W. T. et Takeuchi K.** 2002. Direct Observations of Atmospheric Boundary Layer Response to SST Variations Associated with Tropical Instability Waves over the Eastern Equatorial Pacific. *J. Clim.*, 15(23) : 3379–3393.
- Hersbach H.** 2010. Comparison of C-Band Scatterometer CMOD5. N Equivalent Neutral Winds with ECMWF. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27(4) : 721–736.
- Houghton R. W. et Colin C.** 1987. Wind-driven meridional eddy heat-flux in the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res.*, 92(C10) : 10777–10786.
- Hourdin F., Musat I., Guichard F., Ruti P., Favot F., Filiberti M., Pham M., Grandpeix J., Polcher J., Marquet P. et al.** 2010. AMMA-Model intercomparison project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91(1) : 95–104.
- Huffman G., Adler R., Bolvin D., Gu G., Nelkin E., Bowman K., Hong Y., Stocker E. et Wolff D.** 2007. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1) : 38–55.

- Huffman G. J., Adler R. F., Morrissey M. M., Bolvin D. T., Curtis S., Joyce R., McGavock B. et Susskind J. 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeorol.*, 2(1) : 36–50.
- Janicot S., Caniaux G., Chauvin F., De Coëtlogon G., Fontaine B., Hall N., Kiladis G., Lafore J., Lavaysse C., Lavender S. *et al.* 2010a. Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*.
- Janicot S., Mounier F., Gervois S., Sultan B. et Kiladis G. 2010b. The dynamics of the West African monsoon. Part V : the detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial rossby waves. *J. Clim.*, 23(14) : 4005–4024.
- Janicot S., Mounier F., Hall N. M. J., Leroux S., Sultan B. et Kiladis G. N. 2009. Dynamics of the West African Monsoon. Part IV : Analysis of 25-90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *J. Clim.*, 22(6) : 1541–1565.
- Janicot S., Thorncroft C. D., Ali A., Asencio N., Berry G., Bock O., Bourlès B., Caniaux G., Chauvin F., Deme A., Kergoat L., Lafore J. P., Lavaysse C., Lebel T., Marticorena B., Mounier F., Nedelec P., Redelsperger J. L., Ravegnani F., Reeves C. E., Roca R., de Rosnay P., Schlager H., Sultan B., Tomasini M., Ulanovsky A. et ACMAD Forecasters Team 2008. Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, 26(9) : 2569–2595.
- Janicot S., Trzaska S. et Pocard I. 2001. Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics*, 18(3) : 303–320.
- Kawai Y. et Wada A. 2007. Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean : a review. *Journal of oceanography*, 63(5) : 721–744.
- Kiladis G., Thorncroft C. et Hall N. 2006. Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I : Observations. *J. Atmos. Sci.*, 63(9) : 2212–2230.
- Kolodziejczyk N., Bourlès B., Marin F., Grelet J. et Chuchla R. 2009. Seasonal variability of the Equatorial Undercurrent at 10°W as inferred from recent in situ observations. *J. Geophys. Res.*, 114(C6) : C06014.
- Krishnamurti T. et Bhalme H. N. 1976. Oscillations of a monsoon system. *J. Atmos. Sci.*, 33 : 1937–1954.
- Kwon B., Benech B., Lambert D., Durand P., Druilhet A., Giordani H. et Planton S. 1998. Structure of the marine atmospheric boundary layer over an oceanic thermal front : SEMAPHORE experiment. *J. Geophys. Res.*, 103(C11) : 25159–25180.
- Lafore J. et Moncrieff M. 1989. A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 46(4) : 521–544.
- Large W., McWilliams J. et Doney S. 1994. Oceanic vertical mixing : A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4) : 363–403.

- Large W. et Pond S.** 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11(3) : 324–336.
- Li T. et Philander S.** 1997. On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 10(4) : 813–817.
- Lindzen R. S. et Nigam S.** 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44(17) : 2418–2436.
- Liu W., Xie X. et Niiler P.** 2007. Ocean-atmosphere interaction over Agulhas Extension meanders. *J. Clim.*, 20(23) : 5784–5797.
- Liu W. T., Xie X., Polito P. S., Xie S.-P. et Hashizume H.** 2000. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 27(16) : 2545–2548.
- Lothon M., Saïd F., Lohou F. et Campistron B.** 2008. Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 136(9) : 3477–3500.
- Maddox R.** 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 61 : 1374–1387.
- Mapes B. et Houze R.** 1993. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, 121(5).
- Marin F., Caniaux G., Bourlès B., Giordani H., Gouriou Y. et Key E.** 2009. Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006 ? *J. Phys. Oceanogr.*, 39(6) : 1416–1431.
- Mathieu A., Lahellec A. et Weill A.** 2004. Evaluation of a numerical weather forecast model using boundary layer cloud-top temperature retrieved from AVHRR. *Monthly weather review*, 132(4) : 915–928.
- Mathon V. et Laurent H.** 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127(572) : 377–406.
- Mathon V., Laurent H. et Lebel T.** 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of applied meteorology*, 41(11) : 1081–1092.
- Matthews A.** 2004. Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Clim.*, 17(12) : 2427–2440.
- McCreary J., Picaut J. et Moore D.** 1984. Effects of the remote annual forcing in the eastern tropical Atlantic ocean. *J. Mar. Res.*, 42 : 45–81.
- Merle J., Fieux M. et Hisard P.** 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the Eastern Equatorial Atlantic ocean. *Deep-Sea Res.*, 26 : 77–102.
- Minobe S., Kuwano-Yoshida A., Komori N., Xie S. et Small R.** 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452(7184) : 206–209.

- Mitchell T. et Wallace J.** 1992. The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Clim.*, 5(10) : 1140–1156.
- Mohino E., Rodriguez-Fonseca B., Mechoso C., Gervois S., Ruti P. et Chauvin F.** 2011. Impacts of the Tropical Pacific/Indian Oceans on the Seasonal Cycle of the West African Monsoon. *J. Clim.*, 24(15) : 3878–3891.
- Mounier F. et Janicot S.** 2004. Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 31(16).
- Mounier F., Janicot S. et Kiladis G.** 2008. The West African monsoon dynamics. Part III : The quasi-biweekly zonal dipole. *Journal of Climate*, 21 : 1911–1928.
- Mounier F., Kiladis G. et Janicot S.** 2007. Analysis of the dominant mode of convectively coupled Kelvin waves in the West African monsoon. *J. Clim.*, 20(8) : 1487–1503.
- Nguyen H. et Duvel J.** 2008. Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial Africa. *J. Clim.*, 21(23) : 6372–6388.
- Nguyen H., Thorncroft C. et Zhang C.** 2011. Guinean coastal rainfall of the West African Monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(660) : 1828–1840.
- Nicholson S. et Grist J.** 2003. The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J. Clim.*, 16(7) : 1013–1030.
- Okumura Y. et Xie S.** 2004. Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. *J. Clim.*, 17(18) : 3589–3602.
- Palm S., Benedetti A. et Spinhirne J.** 2005. Validation of ECMWF global forecast model parameters using GLAS atmospheric channel measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 32(22).
- Parard G.** 2011. *Etude de la variabilité de la fugacité du CO₂ dans l'Atlantique tropicale : de l'échelle diurne à saisonnière*. Th. de Doctorat, Université P. et M. Curie, Paris.
- Parker D., Burton R., Diongue-Niang A., Ellis R., Felton M., Taylor C., Thorncroft C., Bessemoulin P. et Tompkins A.** 2005. The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131(611) : 2839–2860.
- Peter A., Le Hénaff M., Du Penhoat Y., Menkes C., Marin F., Vialard J., Caniaux G. et Lazar A.** 2006. A model study of the seasonal mixed layer heat budget in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 111(C6) : C06014.
- Peyrillé P., Lafore J. et Redelsperger J.** 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I : Validation and Key Controlling Factors. *J. Atmos. Sci.*, 64 : 2765–2782.
- Peyrillé P. et Lafore J.-P.** 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II : Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *J. Atmos. Sci.*, 64 : 2783–2803.
- Philander S.** 1990. *El Niño, La Niña, and the southern oscillation*. Academic Press.

- Picaut J.** 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(1) : 18–37.
- Pollard R. T., Guymet T. H. et Taylor P. K.** 1983. Summary of the JASIN 1978 Field experiment. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 308(1503) : 221–230.
- Protat A. et Lemaître Y.** 2001. Scale interactions involved in the initiation, structure, and evolution of the 15 December 1992 MCS observed during TOGA COARE. Part I : Synoptic-scale Processes. *Mon. Wea. Rev.*, 129(8) : 1757–1778.
- Pyatt H. E., Albrecht B. A., Fairall C., Hare, J. E. and Bond N., Minnis P. et Ayers J. K.** 2005. Evolution of Marine Atmospheric Boundary Layer Structure across the Cold Tongue-ITCZ Complex. *J. Clim.*, 18(5) : 737–753.
- Redelsperger J.-L., Diedhiou A., Flamant C., Janicot S., Lafore J., Lebel T., Polcher J., Bourlès B., Caniaux G., De Rosnay P., Desbois M., Eymard L., Fontaine B., Geneau I., Ginoux K., Hoepffner M., Kane C., Law K., Mari C., Marticorena B., Mougou E., Pelon J., Peugeot C., Protat A., Roux F., Sultan B. et Van Den Akker E.** 2006a. Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie*, 54 : 22–32.
- Redelsperger J.-L., Thorncroft C. D., Diedhiou A., Lebel T., Parker D. J. et Polcher J.** 2006b. African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87(12) : 1739–1746.
- Reed R., Norquist D. et Recker E.** 1977. The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE12. *Mon. Wea. Rev.*, 105 : 317–333.
- Reed R. J. et Jaffe K. D.** 1981. Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Mon. Wea. Rev.*, 109 : 2527–2534.
- Reynolds R., Smith T., Liu C., Chelton D., Casey K. et Schlax M.** 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.*, 20 : 5473–5496.
- Roehrig R.** 2010. *Variabilité Intrasaisonnière de la Mousson Africaine : Caractérisation et Modélisation*. Th. de Doctorat, Université Paris Est, Paris.
- Rogers D. P.** 1989. The Marine Boundary Layer in the Vicinity of an Ocean Front. *J. Atmos. Sci.*, 46(13) : 2044–2062.
- Saha S., Moorthi S., Pan H., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D. et al.** 2010a. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91(8) : 1015–1057.
- Saha S., Moorthi S., Pan H., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y., Chuang H., Juang H., Sela J., Iredell M., Treadon R., Kleist D., Van Delst P., Keyser D., Derber J., Ek M., Meng J., Wei H., Yang R., Lord S., van den Dool H., Kumar A., Wang W., Long C., Chelliah M., Xue Y., Huang B., Schemm J., Ebisuzaki W., Lin R., Xie P., Chen M., Zhou S., Higgins W., Zou C., Liu Q., Chen Y., Han Y., Cucurull L., Reynolds**

- R., Rutledge G. et Goldberg M.** 2010b. Supplement to The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91(8).
- Samelson R., Skillingstad E., Chelton D., Esbensen S., O’Neill L. et Thum N.** 2006. On the coupling of wind stress and sea surface temperature. *J. Clim.*, 19(8) : 1557–1566.
- Semazzi F. et Sun L.** 1997. The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. Climatol.*, 17(6) : 581–596.
- Simmons A., Uppala S., Dee D. et Kobayashi S.** . 2007. ERA-Interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110 : 25–35.
- Small R., Xie S. et Hafner J.** 2005a. Satellite observations of mesoscale ocean features and copropagating atmospheric surface fields in the tropical belt. *J. Geophys. Res.*, 110 : C02021.
- Small R., Xie S., Wang Y., Esbensen S. et Vickers D.** 2005b. Numerical Simulation of Boundary Layer Structure and Cross-Equatorial Flow in the Eastern Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62 : 1812–1830.
- Small R. J., deSzoeko S. P., Xie S. P., O’Neill L., Seo H., Song Q., Cornillon P., Spall M. et Minobe S.** 2008. Air sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atm. Oceans*, 45(3-4) : 274–319.
- Song Q., Cornillon P. et Hara T.** 2006. Surface wind response to oceanic fronts. *J. Geophys. Res.*, 111(C12) : C12006.
- Spall M.** 2007. Midlatitude wind stress-sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. *J. Clim.*, 20(15) : 3785–3801.
- Stage S. A. et Weller R. A.** 1985. The frontal air-sea interaction experiment (FASINEX) .1. Background and scientific objectives. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 66(12) : 1511–1520.
- Stark J., Donlon C., Martin M. et McCulloch M.** 2007. OSTIA : An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. *OCEANS 2007-Europe*, pages 1–4.
- Sultan B.** 2002. *Etude de la Mise en Place de la Mousson en Afrique de l’Ouest et de la Variabilité Intra Saisonnière de la Convection. Applications à la Sensibilité des Rendements Agricoles.* Th. de Doctorat, Université Denis Diderot, Paris.
- Sultan B. et Janicot S.** 2003. The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Clim.*, 16(21) : 3407–3427.
- Sultan B., Janicot S. et Diedhiou A.** 2003. The West African monsoon dynamics. Part I : Documentation of intraseasonal variability. *J. Clim.*, 16(21) : 3389–3406.
- Sweet W., Fett R., Kerling J. et La Violette P.** 1981. Air-Sea Interaction Effects in the Lower Troposphere Across the North Wall of the Gulf Stream. *Mon. Wea. Rev.*, 109(5) : 1042–1052.
- Thorncroft C. et Blackburn M.** 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125(555) : 763–786.

- Thorncroft C. D., Nguyen H., Zhang C. et Peyrille P.** 2011. Annual Cycle of the West African Monsoon : Regional Circulations and associated Water Vapour Transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137 : 129–147.
- Tomasini M., Lafore J., Piriou C., Roca R., Ramage K., Laurent H., Morel C. et Senesi S.** 2006. Atlas on a climatology of West African mesoscale convective systems. *AMMA-EU report Du*, 2(1) : 3.
- Uppala S., Kallberg P., Simmons A., Andrae U., Bechtold V., Fiorino M., Gibson J., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. et al.** 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131(612) : 2961–3012.
- Vizy E. et Cook K.** 2001. Mechanisms by which Gulf of Guinea and eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *J. Clim.*, 14(5) : 795–821.
- Vizy E. et Cook K.** 2002. Development and application of a mesoscale climate model for the tropics : Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, 107(D3).
- Wade M., Caniaux G., duPenhoat Y., Dengler M., Giordani H. et Hummels R.** 2010. A one-dimensional modeling study of the diurnal cycle in the equatorial Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign. *Ocean Dynamics*, 61 : 1–20.
- Wahl S., Latif M., Park W. et Keenlyside N.** 2011. On the Tropical Atlantic SST warm bias in the Kiel Climate Model. *Climate Dynamics*, 36(5) : 891–906.
- Wallace J. M., Mitchell T. P. et Deser C.** 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : seasonal and interannual variability. *J. Clim.*, 2(12) : 1492–1499.
- Wauthy B.** 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. Trop.*, 18(2) : 103–138.
- Wayland R. J. et Raman S.** 1989. Mean and turbulent structure of a baroclinic marine boundary layer during the 28 January 1986 cold-air outbreak (GALE-86). *Bound.-Layer Meteor.*, 48(3) : 227–254.
- Webster P. J.** 1987. *The Elementary Monsoon. Monsoons (Ed. JS Fein and PL Stephens)*. J. Wiley Co.
- Weingartner T. J. et Weisberg R. H.** 1991. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 : 68–82.
- Wentz F. J.** 1997. A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave / imager. *J. Geophys. Res.*, 102(C4) : 8703–8718.
- Wentz F. J., Gentemann C., Smith D. et Chelton D.** 2000. Satellite Measurements of Sea Surface Temperature Through Clouds. *Science*, 288(5467) : 847 – 850.
- Xie S. et Carton J.** 2004. Tropical Atlantic variability : Patterns, mechanisms, and impacts. *Earth's Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr*, 147 : 121–142.
- Xie S.-P.** 2004. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85(2) : 195–208.

- Zeng N., Neelin J., Lau K. et Tucker C.** 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, 286(5444) : 1537.
- Zhang C., Nolan D., Thorncroft C. et Nguyen H.** 2008. Shallow meridional circulations in the tropical atmosphere. *J. Clim.*, 21(14) : 3453–3470.
- Zheng X. et Eltahir E.** 1998. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *J. Clim.*, 11(8) : 2078–2096.
- Zheng X., Eltahir E. A. B. et Emanuel K. A.** 1999. A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west African rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125(556) : 1129–1163.

