



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO-UFPE
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS-CTG
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA-DOCEAN
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
OCEANOGRAFIA**

**Dinâmica do Atlântico tropical e seus
impactos sobre o clima ao longo da costa do
Nordeste do Brasil**

GBEKPO AUBAINS HOUNSOU-GBO

**Recife/Brasil
2015**

Dinâmica do Atlântico tropical e seus impactos sobre o clima ao longo da costa do Nordeste do Brasil

por

GBEKPO AUBAINS HOUNSOU-GBO

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências, na área de Oceanografia Física.

Orientador: Dr. Moacyr Araujo

Co-orientador: Dr. Bernard Bourlès

**Recife/Brasil
2015**

H839d

Hounsou-gbo, Gbekpo Aubains.

Dinâmica do Atlântico tropical e seus impactos sobre o clima ao longo da costa do Nordeste do Brasil / Gbekpo Aubains Hounsou-gbo. - Recife: O Autor, 2015.

146 folhas, il., e tabs.

Orientador: Prof^o. Dr. Moacyr Araujo de Cunha Filho.

Coorientador: Dr. Bernard Boulès

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, 2015.

Inclui Referências e Anexos.

1.Oceanografia. 2. Variabilidade sazonal e interanual da precipitação. 3. Interação oceano-atmosfera. 4. Conteúdo de calor do oceano. 5. Atlântico tropical. I. Cunha Filho, Moacyr Araujo de.(Orientador). II. Boulès, Bernard. (Coorientador). III.Título.

UFPE

551.46 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-328

**Dinâmica do Atlântico tropical e seus
impactos sobre o clima ao longo da costa do
Nordeste do Brasil**

por

GBEKPO AUBAINS HOUNSOU-GBO

Tese apresentada em 08/04/2015 para a seguinte banca
examinadora:

Titulares –

Dr. Moacyr Araujo de Cunha Filho (Orientador/UFPE)

Dr. Alex Costa da Silva (DOCEAN/UFPE)

Dr. Yves du Penhoat (IRD-France/CRHOB-Benin)

Dra. Carmen Medeiros Limongi (DOCEAN/UFPE)

Dr. Jacques Servain (IRD-France/LOCEAN)

Suplentes –

Dr. Raul Montagne (DF/UFRPE)

Dr. Paulo Nobre (CPTEC/INPE)

**Aos meus amados pais,
Joseph Hounsou-gbo
e
Celestine Honvo.**

Agradecimentos

Aos meus pais, irmãos, irmãs e a toda minha família pelo amor e apoio recebidos ao longo de todos esses anos.

Aos meus orientadores, professor Dr. Moacyr Araújo e Dr. Bernard Boulès, pela orientação, confiança e incentivo desde o início do Doutorado.

Ao Dr. Jacques Servain, pela grande colaboração a este trabalho. Estendo meus sinceros agradecimentos à amiga e professora Dra. Dóris R. Veleda, bem como ao professor Dr. Marcus A. Silva.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE) pela concessão da Bolsa de Doutorado (IBPG-0646-1.08/10).

Ao apoio do Projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais – INCT AmbTropic, CNPq-FAPESB (Processos 565054/2010-4 e 8936/2011).

Ao International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA) pela contribuição a minha formação.

Ao Professor Dr. Norbert Hounkonnou e o Dr. Baloïtcha, pelo apoio e incentivo.

Aos amigos do CEERMA, Carlos Noriega, Frédéric Bonou, Pedro Tyaquiçã, Christine Carine, Severino Ibánhez, Humberto Varona, Thiago Luiz, Rodolfo Silva e Fabiana Leite, pelo companheirismo e amizade ao longo desses anos.

Aos professores do DOCEAN, que muito me ensinaram sobre suas respectivas áreas e compartilharam suas experiências.

Aos funcionários e demais colegas do CEERMA e do DOCEAN, pela boa convivência e atenção a mim prestadas.

Enfim, minha eterna gratidão a todos aqueles que, de uma forma ou de outra, contribuíram para a realização deste trabalho.

Este trabalho é uma contribuição ao Projeto “PILOTE - Pôle d’Interaction pour une meilleure Lisibilité des études communes en Océanographie Tropicale atlantique”, CNPq-IRD (Processo 490289/2013-4).

Resumo

As interações do sistema oceano-atmosfera no Atlântico tropical e suas contribuições à grande variabilidade da precipitação ao longo da costa do nordeste do Brasil (NEB) foram investigadas para os anos de 1974-2008. Os núcleos das estações chuvosas de Março-Abril e de Junho-Julho foram identificados para a parte norte do Nordeste do Brasil (NNEB) e a parte leste do Nordeste do Brasil (ENEb), respectivamente. As regressões lineares defasadas entre as anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), da Pseudo tensão de cisalhamento de vento (PWS), do Fluxo de calor latente (LHF), da Umidade específica do ar, e as anomalias (positivas e negativas) de precipitação forte no NNEB e no ENEB mostram que a variabilidade da precipitação dessas regiões é diferentemente influenciada pela dinâmica do Atlântico tropical. Quando a zona de convergência intertropical (ZCIT) é anormalmente deslocada para o sul alguns meses antes da estação chuvosa do NNEB, a fase negativa do Modo Meridional do Atlântico (AMM) (fortalecimento dos ventos alísios do nordeste, relaxamento dos ventos alísios do sudeste, maior evaporação no hemisfério norte, menor evaporação no hemisfério sul, TSM mais fria no hemisfério norte, e TSM mais quente no hemisfério Sul), aumenta a precipitação durante a estação chuvosa. O efeito oposto ocorre durante a fase positiva do AMM. Além disso, o estudo mostra a grande influência e um efeito preditivo da região Noroeste do Atlântico Equatorial noroeste (NWEA) sobre a precipitação do NNEB. Com relação ao estado subsuperficial do oceano, os resultados indicam que uma camada de barreira mais fina na NWEA de Novembro-Dezembro até Março-Abril é associada ao resfriamento progressivo da TSM, ao reforço do componente meridional do vento nordeste e precipitações intensas sobre o NNEB. Já a influência da dinâmica do Atlântico tropical sobre a variabilidade da precipitação no ENEB em Junho-Julho indica uma propagação para noroeste de uma área de forte correlação positiva de TSM e de Umidade específica do ar, deslocando-se da parte sudeste do Atlântico tropical (de Fevereiro-Março) para a região da Piscina Quente do Atlântico Sudoeste (SAWP), situada ao largo do Brasil (Junho-Julho). A área de propagação das anomalias, observada segue globalmente o caminho do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (sSEC), que é responsável pelo transporte de calor oceânico de leste para oeste no Atlântico tropical sul. O deslocamento da fase mais quente da advecção horizontal de calor oceânico, na camada de mistura, de leste da bacia (entre 5°-15°S) para a costa do Brasil em Junho-Agosto corrobora a influência da sSEC sobre o núcleo da chuva do ENEB. Uma aceleração dos ventos alísios de sudeste, associada a uma convergência da anomalia do vento sobre a SAWP, produz excesso de umidade do ar sobre a região e provoca mais precipitação sobre ENEB. O efeito oposto ocorre para os episódios menos chuvosos. De acordo com o estudo, a SAWP se mostra como uma área de potencial para o estabelecimento de um índice de previsão de chuvas no ENEB.

Palavras-chave: Variabilidade sazonal e interanual da precipitação. Norte e Leste do Nordeste do Brasil. Interação oceano-atmosfera. Conteúdo de calor do oceano. Atlântico tropical.

Abstract

Tropical Atlantic Ocean-atmosphere interactions and their contributions to strong variability of rainfall along the Northeast Brazilian coast (NEB) were investigated for the years 1974-2008. The core rainy seasons of March-April and June-July were identified for northern Northeast Brazil (NNEB) and eastern Northeast Brazil (ENEb), respectively. Lagged linear regressions between sea surface temperature (SST), pseudo wind stress (PWS), latent heat flux (LHF) and air specific humidity anomalies over the entire tropical Atlantic and strong rainfall anomalies in NNEB and ENEB show that the rainfall variability of these regions is differentially influenced by the dynamics of the tropical Atlantic. When the intertropical convergence zone (ITCZ) is abnormally displaced southward a few months prior to the NNEB rainy season, the associated meridional mode (strengthening of the northeast trade winds, relaxation of the southeast trade winds, strong evaporation in the north, weak evaporation in the south, colder SST in the North, and warmer SST in the South) increases precipitation during the rainy season. The opposite effect occurs during the positive phase of the dipole. Additionally, this study shows strong influence and predictive effect of the Northwestern Equatorial Atlantic (NWEA) on the NNEB rainfall. Thinner barrier layer in the NWEA from November-December to March-April is associated with progressive cooling of SST, strengthening of meridional component of the northeasterly wind and intense precipitations over the NNEB. The dynamical influence of the tropical Atlantic on the June-July ENEB rainfall variability shows a northwestward-propagating area of strong, positively correlated SST and air specific humidity from the southeastern tropical Atlantic (February-March) to the Southwestern Atlantic Warm Pool (SAWP) offshore of Brazil (June-July). The northwestward-propagating area, observed from February-March to June-July, follows the same pathway of the southern branch of south equatorial current (sSEC), which is responsible of the oceanic heat transport from east to west in the southern tropical Atlantic. The displacement of the warmest phase of horizontal advection of the oceanic mixed layer heat from the eastern part (between 5-15°S) to the Brazilian coast in June-August confirms this influence of the sSEC on core rainy season in the ENEB. Furthermore, according to our study, the SAWP could be used as index of rainfall prediction in ENEB. An early acceleration of the southeasterly trade winds, associated with a strong convergence of the wind anomaly over the SAWP, produces excessive humidity over the region and causes more precipitation over ENEB. The opposite effect occurs for less rainy episodes.

Keywords: Seasonal to Interannual rainfall variability. North and East Northeast Brazil. Ocean-atmosphere interaction. Ocean heat content. Tropical Atlantic.

Lista de Figuras

- Figura 2.1.** Média da circulação atmosférica de superfície no Atlântico tropical para o mês de Julho (à esquerda) e de Janeiro (à direita). As descontinuidades representadas são o equador meteorológico (ou Zona de Convergência Intertropical - ZCIT-, em linha tracejada), e a confluência interoceânica (discontinuidade de ventos alísios e de monções entre os fluxos dos oceanos Atlântico e Índico, em linha pontilhada) (fonte; Wauthy, 1983). 24
- Figura 2.2.** Representação esquemática da circulação da Célula Subtropical (STC) no Atlântico com as zonas de subducção (azul) e de ressurgência (verde) que participam da STC. A NEC, SEC, NECC e EUC são as correntes superficiais e subsuperficiais participando do fluxo da STC. NEUC e SEUC são as subcorrentes norte e sul equatoriais. NBUC e NBC são as Subcorrente e Corrente Norte de Brasil. GD e AD são os domos de Guiné e de Angola (“Guinea and Angola Domes”). Os caminhos de fluxos no interior da termoclina e orientados para o equador são representados em pontilhado, as estimativas dos transportes são marcadas para os caminhos interiores e de fronteiras oeste; os fluxos superficiais orientados para os polos na bacia central (após Grodsky and Carton (2002)) são marcados por linhas finas e magenta (Fonte: Schott et al., 2004). 26
- Figura 2.3.** Distribuição horizontal da média climatológica (1958-2010) da temperatura da superfície do mar (TSM, °C) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). 29
- Figura 2.4.** Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) da radiação de onda curta (SWR, em W/m^2 , positiva para baixo) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). 31
- Figura 2.5.** Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) da radiação de onda longa (LWR, em W/m^2 , positiva para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). 32
- Figura 2.6.** Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo de calor latente (LHF, em W/m^2 , positivo para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). 33
- Figura 2.7.** Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo de calor sensível (SHF, em W/m^2 , positivo para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). 34
- Figura 2.8.** Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo do fluxo total (Q_{net} , em W/m^2 , positivo para baixo) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). Valor positivo do Q_{net} indica um ganho de energia para o oceano. 36
- Figura 2.9.** Primeiro modo das funções ortogonais empíricas (EOF para “Empirical Orthogonal Functions”) das anomalias de precipitação (em cor cinza): a) em Março-Abril, (painel superior) e b) em Junho-Agosto (painel inferior). O campo colorido é a anomalia de TSM associada, derivado por análise de regressão. As setas representam a anomalia sazonal do vento de superfície associada (em m/s). Fonte: Kushnir et al. (2006). 38
- Figura 3.1.** Desvio padrão de anomalias mensais de TSM no Atlântico tropical. Anomalias são em relação à média climatológica 1974-2008. A caixa vermelha

pontilhada indica a região costeira norte do Nordeste do Brasil (NNEB, 43°-38°W e 5°-3°S), que corresponde à área da média espacial de precipitação GPCC. A caixa vermelha cheia indica a região costeira oriental do Nordeste do Brasil (ENEb, 36°-34°W e 10°-6°S), que corresponde à área da média espacial de precipitação GPCC. Fortaleza e Recife são representadas pelas estrelas vermelhas. O retângulo em preto destaca a região da “Piscina Quente do Atlântico Sudoeste” – SAWP (SAWP para “Southwestern Atlantic Warming Pool”, delimitada por 5°-15°S e 15°-30°W), de baixa variabilidade de TSM (Limongi et al., 2009a)..... 44

Figura 3.2. Séries temporais normalizadas de precipitação (1974-2008): a) média espacial do NNEB (azul; 45°-38°W e 5°-2°S) e de Fortaleza (verde) a partir dos dados de GPCC e FUNCEME respectivamente; b) média espacial do ENEB (azul; 37°-34°W e 11°-6°S) e de Recife a partir dos dados de GPCC e INMET respectivamente. 45

Figura 3.3. Perfis de temperatura (°C, linha preta), de salinidade (linha azul) e de densidade (kg/m³, linha vermelha) com indicação da profundidade da camada isotérmica (ILD, seta vertical preta), da profundidade da camada de mistura em densidade (MLD, seta vertical vermelha) e da espessura da camada de barreira (BLT, seta vertical azul) para uma dada posição (diamante vermelho no mapa associado à figura) no mar Arábico (de Boyer Montégut et al., 2007). 51

Figura 4.1. Climatologias mensais de precipitação (mm/mês, 1974-2008) em Recife (azul) e Fortaleza (vermelho). A linha verde representa a posição da ZCIT ao longo do meridiano 30°W. 55

Figura 4.2. Distribuição espacial das médias climatológicas (1974-2008) em Março-Abril (MA, painéis superiores) e em Junho-Julho (JJ, painéis inferiores) de: a) LHF/OAFlux (W/m²; cores) e PWS/SERV (m²/s², vetores); b) TSM (°C; cores) e Umidade específica/OAFlux (g/kg; contornos)..... 57

Figura 4.3. Distribuição espacial das médias climatológicas das Correntes superficiais/NOAA (zonais, cores) e total (vetores) em Março-Abril (MA, painel superior) e em Junho-Julho (JJ, painel inferior). 60

Figura 4.4. Distribuição espacial das médias climatológicas (1974-2008) em Março-Abril (MA, painéis superiores) e em Junho-Julho (JJ, painéis inferiores) de MLD (m; cores) e BLT (m; contornos). Base SODA. 62

Figura 5.1. Diagrama de anomalias de precipitação (referenciadas por RAINA para “RAIN Anomaly”) em Fortaleza (Março-Abril, barras vermelhas) e Recife (Junho-Julho, barras azuis). A tendência linear foi removida para todas as anomalias foram ainda normalizadas pelo respectivo desvio padrão (156 mm/mês, tanto para Fortaleza e Recife). O limite de +/-0,5 está indicado pelas linhas horizontais em negrito. 64

Figura 5.2. Distribuição de coeficientes de regressão linear defasados entre as anomalias interanuais de precipitação para anos muito chuvosos (> 0,5) e menos chuvosos (<-0,5) em Fortaleza-NNEB (estrela vermelha) em Março-Abril e as anomalias interanuais de TSM: em Março-Abril (MA, lag-0), em Fevereiro-Março (FM), Janeiro-Fevereiro (JF), Dezembro-Janeiro (DJ) e Novembro-Dezembro (ND, 4 meses antes) (mm.month⁻¹/°C). Os vetores (mm.month⁻¹/m².s⁻²) representam regressão linear entre as anomalias interanuais de precipitação e anomalias

interanuais do PWS (PWSx e PWSy). O nível de significância de 95% de correlação, de acordo com um teste t de Student (e maior do que 0,5), é desenhado com linha tracejada (negativo) e linha cheia (positivo) para TSMA. A caixa preta corresponde à área denominada NWEA (NWEA para “NorthWest Equatorial Atlantic”), e representa a área de variabilidade fortemente influente de TSM. 69

Figura 5.3. Mesma legenda da Fig.5.2, mas para as anomalias de fluxo de calor latente (LHFA) ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais evaporação..... 71

Figura 5.4. Mesma legenda da Fig.5.2, mas para as anomalias de umidade específica do ar a 2m (HUMA), ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais umidade no ar..... 73

Figura 5.5. Distribuição de coeficientes de correlação linear (1974-2008) entre as anomalias interanuais de precipitação em Fortaleza-NNEB (estrela vermelha) em Março-Abril (MA), e as anomalias interanuais de $\Delta q(\text{surf-air})$ também em Março-Abril (lag-0). 74

Figura 5.6. Distribuição de coeficientes de regressão linear defasada entre as anomalias interanuais de precipitação para anos muito chuvosos ($> 0,5$) e menos chuvosos ($< -0,5$) em Recife-ENEB (estrela vermelha) em Junho-Julho e as anomalias de TSM interanuais em: Junho-Julho (JJ, lag-0), Maio-Junho (MJ), Abril-Maio (AM), Março-Abril (MA) e Fevereiro-Março (FM) (4 meses antes) ($\text{mm.month}^{-1}/^{\circ}\text{C}$). Os vetores ($\text{mm.month}^{-1}/\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) representam regressão linear entre as anomalias de precipitação interanual e as anomalias de PWS (PWSx e PWSy). O nível de significância de 95% de correlação, de acordo com um teste t de Student (e maior do que 0,5), é desenhado com linha tracejada (negativo) e linha cheia (positivo) para TSMA. A caixa preta corresponde à área denominada SAWP (SAWP para “SouthWestern Atlantic Warm Pool”), e representa a área de variabilidade fortemente influente de TSM. 76

Figura 5.7. Mesma legenda da Fig.5.6, mas para as anomalias de fluxo de calor latente (LHFA) ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais evaporação..... 78

Figura 5.8. Mesma legenda da Fig.5.6, mas para as anomalias de umidade específica do ar a 2m (HUMA), ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais umidade no ar..... 80

Figura 5.9. Distribuição de coeficientes de correlação linear (1974-2008) entre as anomalias interanuais de precipitação em Recife-ENEB (estrela vermelha) em Junho-Julho, e as anomalias interanuais de $\Delta q(\text{surf-air})$ também em Junho-Julho (lag-0)..... 82

Figura 5.10. Diagramas de Hövmöller (longitude-tempo) da média entre 5° - 15°S para o período 1993-2008 para: a) taxa de armazenamento de calor (W/m^2); b) Q_{net} (W/m^2); e c) advecção horizontal (W/m^2). A média anual espacial foi removida antes de fazer a média entre 5° - 15°S . Valores negativos indicam fases de aporte reduzido de calor (resfriamento) e valores positivos correspondem aos períodos de aporte de mais calor (aquecimento) para o oceano..... 83

Figura 6.1. Evolução temporal verificada na região NWEA (média espacial na área 0°-10°N e 25°-40°W) entre os períodos de Novembro-Dezembro (ND) e Março-Abril (MA) para: a) anomalias de TSM e do componente meridional de PWS para os anos mais chuvosos; b) anomalias de MLD e BLT os anos mais chuvosos. c) anomalias de TSM e do componente meridional de PWS para os anos menos chuvosos; e d) anomalias de MLD e BLT os anos menos chuvosos. Os anos mais chuvosos a) e b) são relacionados aos 8 anos de anomalias normalizadas positivas ($> 0,5$) de precipitação em Fortaleza (NNEB). Os anos menos chuvosos c) e d) são relacionados aos 12 anos de anomalias normalizadas negativas ($< -0,5$) de precipitação em Fortaleza (NNEB). 86

Figura 6.2. Evolução temporal verificada na região SAWP entre os períodos de Fevereiro-Março (FM) e Junho-Julho (JJ) para: a) anomalias de TSM e do componente zonal de PWS (10°-20°S e 15°-30°W) para os anos mais chuvosos; b) anomalias de MLD e BLT para os anos mais chuvosos; c) anomalias de TSM e do componente zonal de PWS (10°-20°S e 15°-30°W) para os anos menos chuvosos; e d) anomalias de MLD e BLT para os anos menos chuvosos. Os anos mais chuvosos a) e b) são relacionados aos 9 anos de anomalias normalizadas positivas de precipitação ($>0,5$) em Recife (ENEb). Os anos menos chuvosos c) e d) são relacionados aos 9 anos de anomalias normalizadas negativas de precipitação ($< -0,5$) em Recife (ENEb). 90

Lista de Tabelas

Tabela 5.1: Anos correspondentes às anomalias positivas (em negrito) e negativas (negrito itálico) de precipitação, selecionados com um limite de +/- 0,5 em Fortaleza (Março-Abril, MA) e em Recife (Junho-Julho, JJ)..... 65

Lista de Abreviaturas e siglas

ACT	Língua Fria do Atlântico
AEJ	Jato Africano de Leste
AEWs	Ondas de leste africanas
AM	Abril-Maio
AMM	Modo Meridional do Atlântico
AT	Atlântico tropical
ATN	Atlântico tropical norte
ATS	Atlântico tropical sul
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BC	Corrente do Brasil
BLT	Espessura da camada de barreira
CEERMA	Centro de Estudos e Ensaios em Risco e Modelagem Ambiental
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
cSEC	Ramo central da Corrente Sul Equatorial
DJ	Dezembro-Janeiro
DOCEAN	Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENEB	Leste do Nordeste do Brasil
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Funções ortogonais empíricas
EOS/AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observing System
EWs	Ondas de leste atmosféricas
FM	Fevereiro-Março
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GC	Corrente da Guiné
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
HN	Hemisfério norte
HS	Hemisfério sul
HUM/HUMA	Umidade específica do ar a 2m/Anomalia de HUM
ILD	Camada isotérmica
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project

JF	Janeiro-Fevereiro
JJ	Junho-Julho
LHF/LHFA	Fluxo de calor latente/Anomalia de LHF
LOFEC	Laboratório de Oceanografia Física, Estuarina e Costeira do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco
LWR	Radiação de onda longa
MA	Março-Abril
MCS	Sistemas convectivos de mesoescala
MJ	Maio-Junho
MLD	Camada de mistura em densidade
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NBUC/NBC	Subcorrente Norte do Brasil e Corrente Norte do Brasil
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
ND	Novembro-Dezembro
NEB	Nordeste do Brasil
NEC	Corrente Norte Equatorial
NNEB	Norte do Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
nSEC	Ramo norte da Corrente Sul Equatorial
NWEA	Noroeste do Atlântico Equatorial
NWP	Numerical Weather Prediction
OSCAR	Ocean Surface Current Analyses-Real Time
PIRATA	Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic
PPGO/DOCEAN	Programa de Pós-Graduação em Oceanografia do Departamento de Oceanografia
PWS	Pseudo tensão de cisalhamento de vento
PWSx	Componente zonal do pseudo tensão de cisalhamento de vento
PWSy	Componente meridional do pseudo tensão de cisalhamento de vento
Qnet	Fluxo de calor total na superfície
QuikSCAT	Quick Scatterometer
RAINA	Anomalia de chuva
SAWP	Piscina Quente do Atlântico Sudoeste
SeaWiFS	Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor
SEC	Corrente Sul Equatorial
SECC	Contracorrente Sul Equatorial

SEUC	Subcorrente Sul Equatorial
SHF	Fluxo de calor sensível
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
sSEC	Ramo sul da Corrente Sul Equatorial
SSM	Salinidade da Superfície do Mar
SWR	Radiação de onda curta
TRMM/ TMI	Tropical Rainfall Measuring Mission/ Microwave Imager
TSM/TSMA	Temperatura da Superfície do Mar/Anomalia da TSM
UFPE	Universidade Federal de Pernambuco
WES	Vento-Evaporação-TSM
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

Lista de símbolos

ϵ	Resíduo do balanço de calor oceânico
C_E	Coeficiente de troca turbulenta para LHF
C_H	Coeficiente de troca turbulento para SHF
C_p	Calor específico do ar
h	Profundidade da camada isotérmica
L_E	Calor latente de evaporação
P_0	Pressão na superfície do oceano
Q_0	Fluxo total de calor na superfície
q_a	Umidade específica atmosférica próxima à superfície
q_s	Umidade específica à superfície do mar
T	Temperatura dentro da camada isotérmica
T_a	Temperatura potencial do ar próximo à superfície
T_s	Temperatura à superfície do mar
U	Velocidade do vento
\mathbf{v}	Velocidade de corrente dentro da camada isotérmica
Z_{ref}	Profundidade de referência
Δq	Diferença entre q_s e q_a
ΔT	Diferença entre T_s e T_a
ρ	Densidade do ar
σ	Densidade da água do mar

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	III
RESUMO	IV
ABSTRACT.....	VI
LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS.....	XII
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	XIII
LISTA DE SIMBOLOS.....	XVI
CAPÍTULO 1	19
INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	19
CAPÍTULO 2.....	23
CARATERIZAÇÃO CLIMÁTICA DO ATLÂNTICO TROPICAL	23
2.1. CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE SUPERFÍCIE (VENTO).....	23
2.2. CORRENTES DE SUPERFÍCIE E DE SUBSUPERFÍCIE.....	25
2.3. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR.....	28
2.4. FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE DO OCEANO.....	30
2.5. MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO ATLÂNTICO TROPICAL.....	37
2.6. ONDAS DE LESTE NO ATLÂNTICO TROPICAL	40
CAPÍTULO 3.....	43
DADOS E MÉTODOS	43
3.1. BASES DE DADOS.....	43
3.2. METODOLOGIA PARA CÁLCULO DA ILD, MLD, BLT E DO BALANÇO DE CALOR SUPERFICIAL.....	49
CAPÍTULO 4.....	54
VARIABILIDADE SAZONAL DAS VARIÁVEIS DO SISTEMA OCEANO-ATMOSFERA NO ATLÂNTICO TROPICAL PARA AS ESTAÇÕES CHUVOSAS.....	54
4.1. REGIME DE CHUVA AO LONGO DO LITORAL DO NORDESTE DO BRASIL (NEB)	54
4.2. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DE SUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS	56
4.3. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS CORRENTES DE SUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS.....	59
4.4. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS VARIÁVEIS OCEÂNICAS DE SUBSUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS.....	61

CAPÍTULO 5.....	63
CONTRIBUIÇÕES DO ATLÂNTICO TROPICAL À VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO AO LONGO DA COSTA DO NORDESTE DO BRASIL.....	63
5.1. O CASO DE FORTALEZA (NNEB)	67
5.2. O CASO DE RECIFE (ENEB)	75
CAPÍTULO 6.....	85
ELEMENTOS DE PREVISÃO CLIMÁTICA A PARTIR DE REGIÕES OCEÂNICAS CHAVE 	85
6.1. O CASO DE FORTALEZA (NNEB)	86
6.2. O CASO DE RECIFE (ENEB)	89
CAPÍTULO 7.....	92
CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS	92
REFERENCIAS	98
ANEXO 1.....	110
ANEXO 2.....	123

Capítulo 1

Introdução e Objetivos

Os quase 60 milhões de habitantes do Nordeste do Brasil (referenciado a seguir por NEB) são frequentemente afetados por longos períodos de seca ou por episódios de chuva fortes, estas últimas capazes de induzir inundações catastróficas. Os períodos de seca são especialmente dramáticos na grande região semiárida do interior do NEB (Moura et al., 1981; Nobre et al., 1996), onde a população rural é essencialmente dependente de uma agricultura de subsistência (Alves et al., 2009). Em contrapartida, os fortes episódios chuvosos, que ocorrem geralmente na região costeira do NEB, também têm consequências dramáticas na economia regional. Esses eventos podem causar danos tanto materiais como humanos. Por exemplo, em Junho de 2010, dezenas de pessoas morreram e/ou desapareceram devido a inundações intensas que ocorreram em algumas cidades do litoral leste do NEB (Kouadio et al., 2012).

A dinâmica da precipitação sazonal na parte semiárida do NEB e as diversas causas de sua variabilidade (interanual a decadal) foram documentadas anteriormente (Hastenrath et al., 1993; Rao et al., 1993; Rao et al., 1996; Hastenrath, 2012). De fato, o regime de precipitação do NEB é forçado pela soma de vários componentes climáticos. Três desses

componentes são relacionados à bacia do Atlântico tropical (referenciado a seguir por AT). A migração latitudinal sazonal da zona de convergência intertropical (ZCIT) sobre o AT é o primeiro mecanismo que induz precipitação nessa região (Hastenrath and Greischar, 1993). Em resposta ao aquecimento da temperatura da superfície do mar (TSM), a úmida ZCIT atinge sua latitude mais ao sul, perto do equador durante o verão austral (Fevereiro-Março) (Waliser and Gautier, 1993). Esse padrão físico é particularmente importante para as chuvas sazonais no norte do NEB (doravante denominado NNEB), que ocorrem principalmente entre Fevereiro e Maio (ver referências acima citadas). Quando a ZCIT é anormalmente posicionada alguns graus ao norte durante esses meses, um gradiente de anomalia de TSM (fase positiva do modo meridional do Atlântico, AMM para “Atlantic Meridional Mode”) é geralmente observado, com TSM mais quente no hemisfério norte (HN) e mais frio no hemisfério sul (HS). Durante a fase positiva (negativa) do AMM, o sistema de alísios do nordeste (sudeste) é mais fraco (mais forte) do que o normal, e a precipitação sobre NNEB é geralmente mais fraca (mais intensa) do que normalmente (Wagner, 1996; Hastenrath, 2006).

A estação chuvosa do NEB é também modulada por incursões de frentes frias do Oceano Atlântico Sul. Essas frentes frias, ligadas à episódica formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), cruza o NEB na direção noroeste a partir da costa sul do Brasil (Kousky and Ferreira, 1981). Esses eventos geram instabilidade atmosférica e contribuem para o aumento da precipitação sobre todo o NEB, especialmente na região Centro-Sul, entre Novembro e Março.

Cruzando a bacia do Atlântico equatorial sul da África Ocidental para a América do Sul (Diedhiou et al., 1998; Diedhiou et al., 2010), as ondas de leste atmosféricas (EWs para “Easterly Waves”) constituem o terceiro componente regional do regime sazonal de chuvas sobre o NEB. Esse processo é especialmente importante na parte leste do NEB (doravante denominado ENEB). As EWs são associadas aos conjuntos de sistemas convectivos de mesoescala (MCS) bem definidos (Machado et al.,

1997; Laurent et al., 2002), e que geram grandes quantidades de chuva sobre o ENEB.

Processos remotos, tais como os provenientes do Pacífico equatorial, ligados a episódios de El Niño ou La Niña, e aqueles que ocorrem nas latitudes médias no Oceano Atlântico, ligados à Oscilação do Atlântico Norte (NAO para “North Atlantic Oscillation”), são as principais forçantes “externas” participando da variabilidade da precipitação no NEB. Os episódios de El Niño (ou La Niña), cujos picos são observados geralmente no final de Dezembro, são frequentemente associados a baixa (excesso de) precipitação que ocorrem algumas semanas mais tarde no NNEB (Wang et al., 2006; Hastenrath, 2012). As consequências climáticas regionais são acentuadas quando a configuração positiva (negativa) do AMM é concomitante com um episódio de El Niño (La Niña) [Lucena et al., 2011].

O objetivo principal deste trabalho é identificar os padrões iniciais das variáveis do sistema oceano-atmosfera (tais como TSM, vento, calor latente e umidade do ar) no AT que podem ser utilizados na previsão da forte variabilidade de chuva ao longo da região costeira do NEB, considerando escalas de tempo que vão do sazonal para interanual. Nesse sentido, pretende-se contribuir para o desenvolvimento de uma metodologia visando subsidiar as políticas públicas de prevenção e de enfrentamento de eventos de chuva fortes ou de episódios extremos secos. A tomada de decisão mais apropriada e no tempo mais oportuno, segundo um prognóstico climático mais verossímil e confiável, deverá, enfim, possibilitar a melhoria da qualidade de vida das populações que habitam as regiões-alvo deste estudo.

Neste trabalho de pesquisa, vamos nos concentrar sucessivamente:

- Na identificação e a quantificação das escalas espaço-temporais da variabilidade do regime de precipitação ao longo da costa do NEB (ênfase nos Estados de Pernambuco e Ceará) e na variabilidade das variáveis de estado meteoceanográficas influentes no sistema oceano-atmosfera no AT;

- Na variabilidade interanual da chuva no NEB e de sua correlação com as características oceano-atmosféricas do AT. Em particular, procuraremos analisar as diferenças e semelhanças entre a variação de precipitação durante as estações chuvosas do NNEB e do ENEB, e os padrões predecessores dos forçantes do sistema oceano-atmosfera no AT;
- Na análise das características subsuperficiais do oceano, tais como a profundidade da camada de mistura em densidade (MLD para “density Mixed Layer Depth”) e a espessura da camada de barreira (BLT para “Barrier Layer Thickness”) a fim de entender suas eventuais relações com a variabilidade interanual das variáveis de estado do sistema oceano-atmosfera que influenciam o regime de chuva nas regiões costeiras do NNEB e do ENEB.

O documento encontra-se estruturado como se segue. A próxima seção (Capítulo 2) apresenta uma revisão das características do sistema oceano-atmosfera no AT para escalas de tempo indo do intrasazonal a interanual. Os dados e os métodos são apresentados no Capítulo 3. O Capítulo 4 apresenta a variabilidade sazonal da chuva em Fortaleza e Recife e as variabilidades sazonais das variáveis climáticas associadas sobre o AT. A análise espaço-temporal das contribuições oceânicas associadas à variabilidade da precipitação em Fortaleza (NNEB) e Recife (ENEb), com foco nos anos menos chuvosos e mais chuvosos, é objeto do Capítulo 5. A evolução progressiva das variáveis, dentro de sub-regiões oceânicas adjacentes a NNEB e ENEB e mais relacionadas à forte variabilidade da chuva, é apresentada na sequência (Capítulo 6). As conclusões e perspectivas são apresentadas no Capítulo 7. Os Anexos 1 e 2 trazem os artigos científicos elaborados a partir dos estudos realizados.

Capítulo 2

Caraterização climática do Atlântico tropical

2.1. CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE SUPERFÍCIE (VENTO)

O sistema eólico nas camadas atmosféricas inferiores sobre o AT é globalmente caraterizado pelos ventos alísios de Sudeste no HS e de Nordeste no HN (Fig. 2.1). A presença desses ventos resulta principalmente da diferença de pressão existente entre as regiões de alta pressão atmosférica dos anticiclones de Açores e Santa Helena (respetivamente no HN e HS) e a região equatorial de baixa pressão que recebe uma grande quantidade de radiação solar. Os ventos alísios que têm um componente meridional predominante na parte leste da bacia (nos dois hemisférios) se tornam mais zonais a medida que eles se aproximam do continente Americano na parte oeste da bacia (Fig. 2.1). A direção sudeste e nordeste dos alísios na grande parte da bacia é devida à força de Coriolis que desvia os ventos para direita no HN e para esquerda no HS. A presença de baixas pressões acima do continente Americano é favorável à intensificação dos ventos que são mais zonais na parte oeste do oceano. Esses ventos alísios de nordeste e de sudeste se encontram numa região

denominada a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ou equador meteorológico (linhas tracejadas da Fig. 2.1).

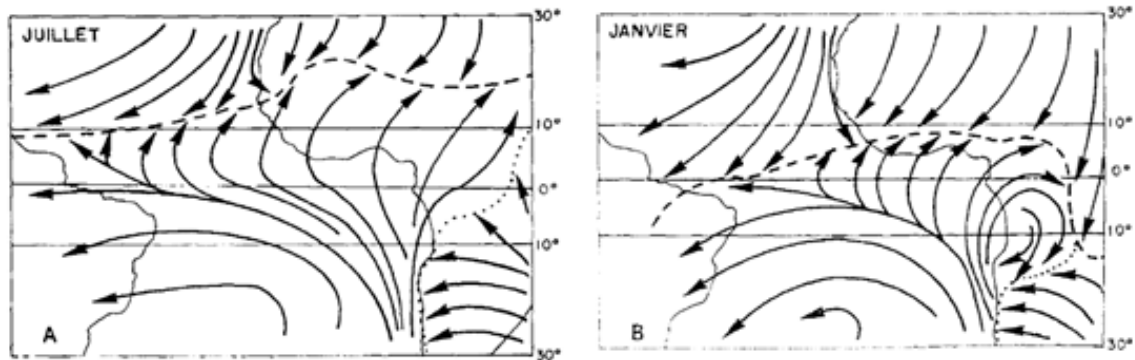


Figura 2.1. Média da circulação atmosférica de superfície no Atlântico tropical para o mês de Julho (à esquerda) e de Janeiro (à direita). As discontinuidades representadas são o equador meteorológico (ou Zona de Convergência Intertropical - ZCIT-, em linha tracejada), e a confluência interoceânica (discontinuidade de ventos alísios e de monções entre os fluxos dos oceanos Atlântico e Índico, em linha pontilhada) (fonte; Wauthy, 1983).

A ZCIT é caracterizada por ventos fracos, TSM alta e uma grande quantidade de chuva. A grande quantidade de chuva observada ao longo da ZCIT, que representa o ramo ascendente da circulação de Hadley no AT, resulta da convecção de ar quente e úmido que formam nuvens carregadas na parte superior da troposfera. A posição da ZCIT apresenta um deslocamento latitudinal durante o ano associado à variação de intensidade dos alísios de sudeste e de nordeste. Em Julho-Agosto a ZCIT se localiza entre 5°-8°N na parte oeste e entre 10°-15°N na parte leste; essa posição resulta da intensificação dos alísios de sudeste associada à subida latitudinal dos centros dos anticiclones tropicais (Santa Helena e Açores) (Peterson and Stramma, 1991). Quando a ZCIT é na sua posição septentrional em Julho-Agosto, período da monção Africana, uma grande parte dos alísios de sudeste que atravessam a linha do equador em direção ao HN são doravante desviados para direita pela força de Coriolis (Fig. 2.1, painel direito) principalmente na parte leste da bacia onde a ZCIT é mais ao norte. Entre Fevereiro-Março, a ZCIT se localiza entre o

equador (parte leste) e 5°N (parte oeste) do oceano, essa posição resulta da intensificação dos alísios de nordeste. A posição mais ao sul da ZCIT coincide com a estação chuvosa da parte norte do NEB nos primeiros meses do ano. Essas circulações das camadas atmosféricas inferiores têm um papel importante na circulação oceânica de superfície, pois o vento exerce um cisalhamento nas águas superficiais. Esta quantidade de movimento é parcialmente transmitida ao oceano, gerando em boa medida os padrões de correntes de superfície.

2.2. CORRENTES DE SUPERFÍCIE E DE SUBSUPERFÍCIE

O Atlântico tropical é caracterizado por um grande número de corrente superficiais e subsuperficiais. A maioria das correntes do Atlântico equatorial são zonais e podem ser classificadas em duas categorias; as correntes dirigidas para leste e as contra correntes orientadas para oeste. A Corrente Norte Equatorial (NEC para “North Equatorial Current”) e a Corrente Sul Equatorial (SEC para “South Equatorial Current”) que fluem para oeste da bacia nos hemisférios norte e sul, respectivamente, são as principais correntes superficiais de oeste. O ciclo sazonal dessas correntes zonais reflete a resposta da variação sazonal dos ventos e da posição de ZCIT. A NEC e a SEC se deslocam latitudinalmente para norte quando a ZCIT se desloca para norte na primavera e verão boreais (Fig. 2.2). A NEC se localiza entre as latitudes 7°N e 20°N, sendo fortalecida pelos alísios de nordeste e representando o ramo sul do giro subtropical do Atlântico norte (Bourlès et al., 1999b).

Localizada globalmente entre 4°N e 15°-25°S, a SEC é a principal corrente fluindo para oeste no Atlântico tropical sul (ATS). A SEC pode ser dividida em 3 ramos (Molinari, 1982): a parte norte (nSEC), a parte central (cSEC) e a parte sul (sSEC). A nSEC é situada ao norte da Subcorrente Sul Equatorial (SEUC para “South Equatorial UnderCurrent”); a cSEC é observada entre a SEUC e a Contracorrente Sul Equatorial (SECC para “South Equatorial CounterCurrent”). A sSEC é localizada entre 10°-25°S,

a leste de 30°W (Stramma, 1991). Essa corrente representa o ramo norte do giro subtropical no Atlântico sul e é alimentada pela corrente relativamente fria de Benguela. A sSEC bifurca perto da costa do Brasil gerando duas correntes meridionais ao longo da fronteira oeste do Atlântico: a Corrente do Brasil (BC), que flui para o sul, e o sistema Subcorrente Norte do Brasil e Corrente Norte do Brasil (NBUC/NBC), que flui para norte. A BC, que é o ramo da corrente de fronteira orientado para o sul, flui ao longo da costa do Brasil e chega até ~35°S, próximo ao estuário do “Rio de la Plata”, onde ela se encontra com a corrente de Malvinas que é uma corrente fria originada no Pacífico.

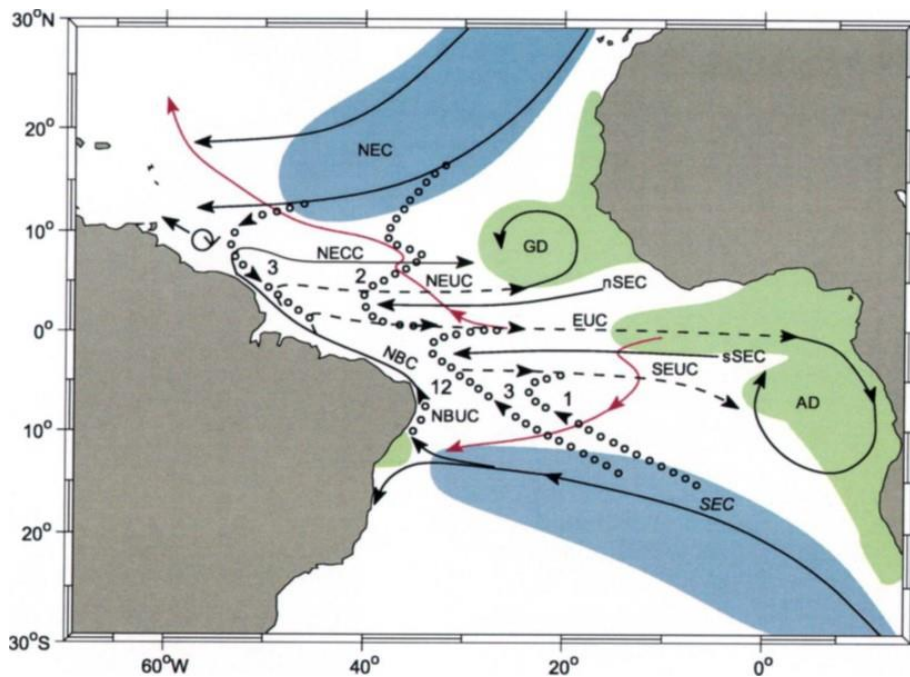


Figura 2.2. Representação esquemática da circulação da Célula Subtropical (STC) no Atlântico com as zonas de subdução (azul) e de ressurgência (verde) que participam da STC. A NEC, SEC, NECC e EUC são as correntes superficiais e subsuperficiais participando do fluxo da STC. NEUC e SEUC são as subcorrentes norte e sul equatoriais. NBUC e NBC são as Subcorrente e Corrente Norte de Brasil. GD e AD são os domos de Guiné e de Angola (“Guinea and Angola Domes”). Os caminhos de fluxos no interior da termoclina e orientados para o equador são representados em pontilhado, as estimativas dos transportes são marcadas para os caminhos interiores e de fronteiras oeste; os fluxos superficiais orientados para os polos na bacia central (após Grodsky and Carton (2002)) são marcados por linhas finas e magenta (Fonte: Schott et al., 2004).

O sistema NBUC/NBC é a maior corrente que transporta águas intermediárias quentes do Atlântico sul para o hemisfério norte ao longo da fronteira ocidental do oceano. O transporte de água quente pela NBUC/NBC ao longo da costa Brasileira pode ser de grande importância para o clima do NEB, mais especificamente do ENEB. A variação da latitude de bifurcação da sSEC segue globalmente a latitude onde o rotacional do vento é igual a zero (Rodrigues et al., 2007), tendo sido inicialmente estimada entre 14°-16°S nos primeiros 100m de profundidade, e entre 20°-24°S na profundidade média da termoclina (Stramma and England 1999). Todavia, estudos mais recentes utilizando dados observacionais e saídas de modelo (Rodrigues et al., 2007; Silva et al., 2009) sugerem a ocorrência da bifurcação entre 10°-14°S nos 100 primeiros metros, variando até cerca de 27°S a 1000m de profundidade. Sazonalmente, a latitude de bifurcação da sSEC é verificada na sua posição mais ao sul (17°S) em Julho e na sua posição mais ao norte (13°S) em Novembro (para as camadas acima de 200m de profundidade). A NBC, parte norte do sistema NBUC/NBC, que flui para norte/noroeste ao longo da costa do NEB, alimenta em parte a SEUC, a NECC, e a Corrente de Guiana. A NECC, orientada para leste, é situada entre 3°-10°N, sendo delimitada na sua parte norte pela NEC e na sua parte sul pela SEC (Peterson and Stramma, 1991; Bourlès et al., 1999a). Sazonalmente, o máximo de velocidade observada na NECC ocorre em Agosto, quando a ZCIT é localizada na sua posição mais ao norte, enquanto que o mínimo de velocidade, que pode inverter de sentido e fluir para oeste (a oeste de 25°W), é verificada durante a primavera boreal (Stramma and Schott, 1999). A NECC, principalmente alimentada pela NBC, é forçada pelo rotacional do vento (Lumpkin and Garzoli, 2005). A NEC, a SEC, a NECC e a EUC são as principais correntes que participam da célula subtropical (STC para “SubTropical Cell”), sendo a principal responsável pelo transporte das águas da termoclina das latitudes médias para a região equatorial do Atlântico (Schott et al., 2004).

2.3. TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

No AT, a TSM é uma das variáveis de estado características do oceano que desempenha um papel fundamental para a variabilidade do clima continental em ambos os lados da bacia, uma vez que ela influencia fortemente as trocas de massa e energia entre oceano e atmosfera. Neste caso, as regiões tropicais, que recebem uma importante quantidade de radiação solar, são globalmente caracterizadas por valores altos da TSM em relação às regiões polares e subpolares.

Em média anual, a TSM no AT é globalmente mais baixa na parte leste (ambos os hemisférios) do que na parte oeste, principalmente fora das latitudes equatoriais. Nas duas áreas de TSM fria, localizadas na parte leste da bacia, perto da costa Africana, e que correspondem às regiões de ressurgência costeira, o componente meridional do vento de superfície é predominante. Na região equatorial, temos a presença de água com temperatura mais elevada ($>27^{\circ}\text{C}$), localizada abaixo da ZCIT (Fig. 2.3, painel superior). Nessa faixa, as águas mais quentes são encontradas na parte ocidental da bacia, região onde a termoclina é mais profunda, e na parte norte do Golfo da Guiné.

Durante o deslocamento para o norte da ZCIT, associado à intensificação dos alísios de sudeste durante o final da primavera boreal (Gunnar, 1962), denota-se o desenvolvimento da Língua Fria do Atlântico (ACT para “Atlantic Cold Tongue”) na porção leste da bacia e no Golfo da Guiné, com temperaturas geralmente inferiores a 25°C de Junho a Agosto (Fig. 2.3, painel inferior). Na área da ACT, a TSM máxima ocorre na primavera boreal, quando a ZCIT encontra-se próxima do equador (Picaut, 1983; Okumura and Xie, 2004). O estabelecimento da ACT é principalmente associado com a intensificação dos alísios de sudeste, durante o final da primavera boreal (Marin et al., 2009; de Coëtlogon et al., 2010). A intensificação dos ventos induz um intenso cisalhamento no sistema de correntes superficiais e subsuperficiais da região equatorial. Esse cisalhamento arrasta as águas subsuperficiais da termoclina para a

superfície via a mistura vertical (Brandt et al., 2011; Jouanno et al., 2011).

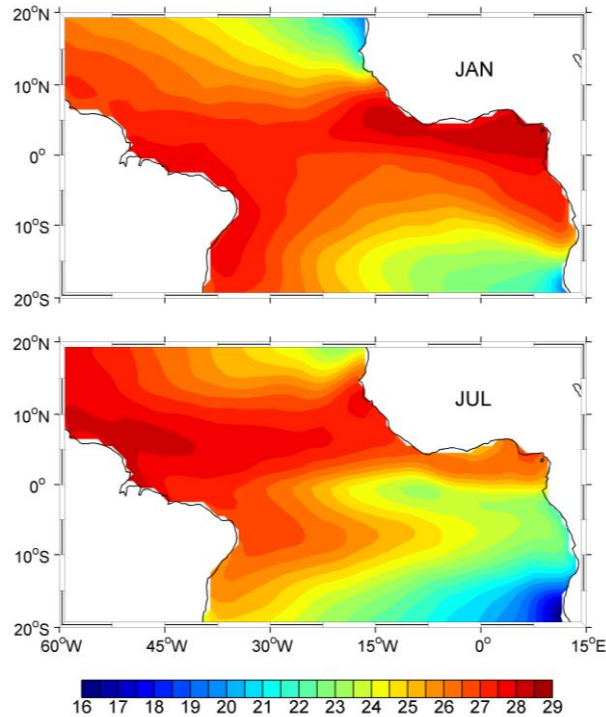


Figura 2.3. Distribuição horizontal da média climatológica (1958-2010) da temperatura da superfície do mar (TSM, °C) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior).

A intensificação dos alísios de sudeste na porção leste é um dos componentes que influenciam a variabilidade interanual da TSM no Atlântico equatorial. Apesar de ser dominada pelo ciclo sazonal com cerca de 7°C de amplitude anual (Merle, 1980; Hisard, 1980), a TSM na ACT apresenta uma grande variabilidade, tanto intra-sazonal como interanual, que é mais marcada no verão boreal. Essa variabilidade interanual da TSM foi claramente observada entre os anos de 2005 e 2006, quando os valores de temperatura no mês de Junho de 2006 foram em média 3°C superiores do o observado em Junho de 2005 (Marin et al., 2009). A variabilidade interanual da TSM na ACT será discutida amplamente na seção 2.5 reservada aos modos de variabilidades interanuais do AT.

2.4. FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE DO OCEANO

A principal fonte de energia que aquece a superfície do oceano é a radiação solar, que é, sobretudo, constituída por radiação de ondas curta (SWR para “ShortWave Radiation”). A radiação recebida é mais importante nos trópicos, onde o ângulo de incidência é maior e a cobertura de nuvens menor. Em média anual, a quantidade de energia que recebe o AT é superior a 180 W/m^2 . Essa distribuição não é uniforme na toda a bacia e apresenta uma variabilidade sazonal bem marcada. Durante o inverno boreal (em Janeiro), a quantidade de radiação solar recebida é baixa no HN ($<220 \text{ W/m}^2$) e muito elevada no HS, principalmente na sua parte oeste ao largo da costa do Brasil ($>280 \text{ W/m}^2$) e na porção oeste do Golfo da Guiné (Fig. 2.4, painel superior; SWR positiva para baixo). Assim, os valores mais elevados de SWR, durante esse período, são encontrados nas regiões correspondentes a TSM elevada no ATS. No verão boreal, a distribuição espacial é invertida em relação ao inverno, os valores elevados da SWR são localizados no HN e os valores baixos no HS (Fig. 2.4, painel inferior). Para esse período, os valores mais baixos da SWR são observados a leste da bacia, principalmente ao longo da costa Africana no HS, e no Atlântico equatorial norte entre $4^\circ\text{-}10^\circ\text{N}$ e $40^\circ\text{-}10^\circ\text{W}$, região correspondente relativamente à posição da ZCIT, caracterizada por grande cobertura de nuvens.

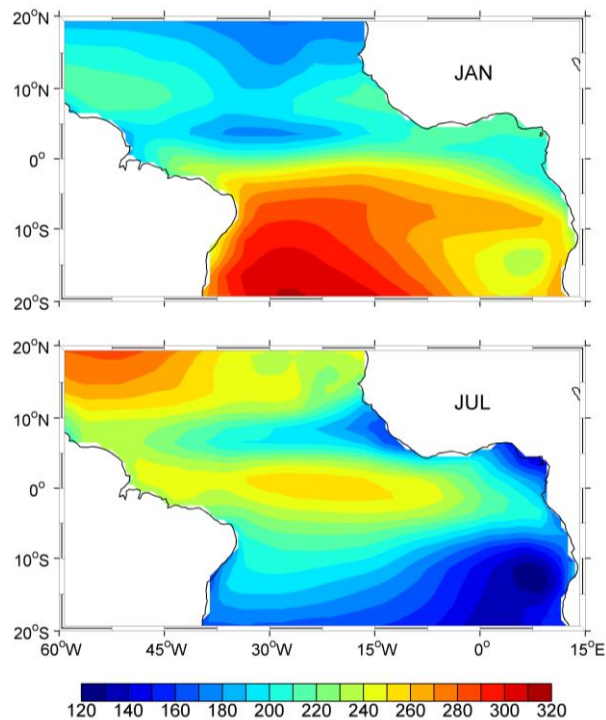


Figura 2.4. Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) da radiação de onda curta (SWR, em W/m^2 , positiva para baixo) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior).

Uma parte da radiação recebida na superfície do mar é reemitida na forma de radiação de onda longa (LWR para “LongWave Radiation”). A LWR depende da temperatura da superfície do mar, da temperatura do ar, da umidade do ar e da cobertura de nuvens. Ela é geralmente parametrizada por σT^4 , onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T (em Kelvin) é a temperatura à superfície do mar. Em média anual, a radiação reemitida é geralmente maior nas áreas de baixa cobertura de nuvens e também nas regiões de TSM alta. No AT, grande quantidade de LWR é observada ao norte de $10^\circ N$ e no HS entre $40^\circ - 15^\circ W$ e $0^\circ - 20^\circ S$ em Janeiro (Fig. 2.5, painel superior; LWR positiva para cima). Para esse período, baixos valores da LWR são encontrados na parte leste do ATS, ao largo da costa Africana, e na região equatorial norte. Em Julho, a quantidade de radiação de onda longa reemitida permanece elevada na parte oeste do ATS, ao largo da costa Brasileira, se prolongando até a porção oeste do Golfo da Guiné. Baixos valores são observados no HN, principalmente na

parte leste da bacia ($<35 \text{ W/m}^2$) e ao largo da costa Africana no HS (Fig. 2.5, painel inferior).

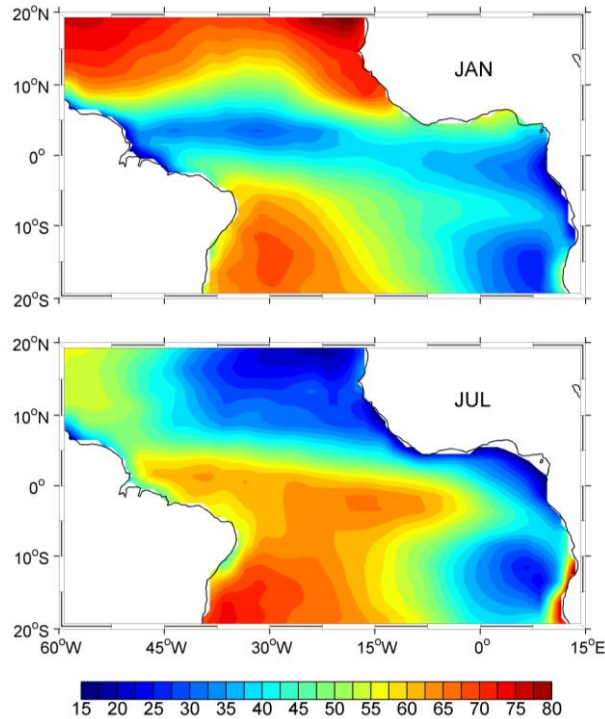


Figura 2.5. Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) da radiação de onda longa (LWR, em W/m^2 , positiva para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior).

O fluxo de calor latente (LHF para “Latent Heat Flux”), que depende da velocidade do vento à superfície do mar e da diferença de umidade entre a superfície do mar e o ar (a 2m), é a energia liberada durante a evaporação (ver seção 3.1.3 para a formulação). O LHF é primeira causa de resfriamento do oceano superficial, sendo ainda uma variável de estado importante na quantificação dos mecanismos de interação oceano-atmosfera das regiões tropicais, conforme será visto mais adiante nos Capítulos 4 e 5. Em média anual, o fluxo de calor latente é elevado na parte oeste da bacia tropical, e mais reduzido na região equatorial e nas regiões de ressurgência costeira ao longo da costa Africana. Essa distribuição apresenta uma grande variabilidade sazonal, assim em Janeiro, grande quantidade de fluxo de calor latente ($>150 \text{ W/m}^2$) é

observada no ATN com valores mais elevados na parte oeste e baixos valores na região equatorial e na parte leste do ATS (Fig. 2.6, painel superior; LHF positivo para cima). Em Julho a distribuição é muito diferente, os valores mais altos do LHF são encontrados no HS com os máximos ($>170 \text{ W/m}^2$) ao largo da Costa Brasileira (Fig. 2.6, painel inferior). No ATS, os valores baixos correspondentes a esse período são obtidos ao longo da costa Africana e na região do ACT, caracterizada por TSM baixa. Durante esse mesmo período, o LHF é relativamente baixo no ATN com os valores mínimos localizados perto da costa da Mauritânia.

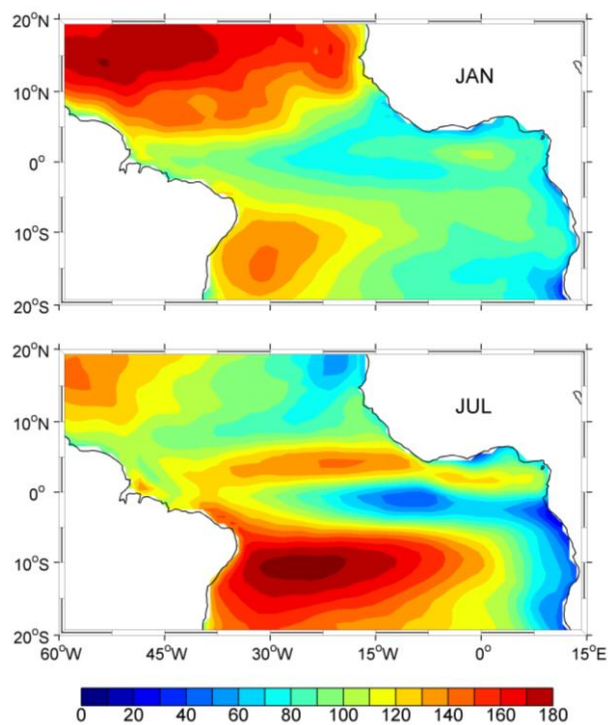


Figura 2.6. Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo de calor latente (LHF, em W/m^2 , positivo para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior).

O fluxo de calor sensível (SHF para “Sensible Heat Flux”) representa a troca de calor devida ao mecanismo de condução térmica, sendo dependente da velocidade do vento e da diferença de temperatura entre a superfície do mar e o ar circundante (ver seção 3.1.3 para a formulação). No AT, o SHF é globalmente positivo (para cima) nas regiões onde a

temperatura do oceano é superior à temperatura do ar e negativo nas regiões de ressurgência costeira ao largo de Namíbia e de Mauritània.

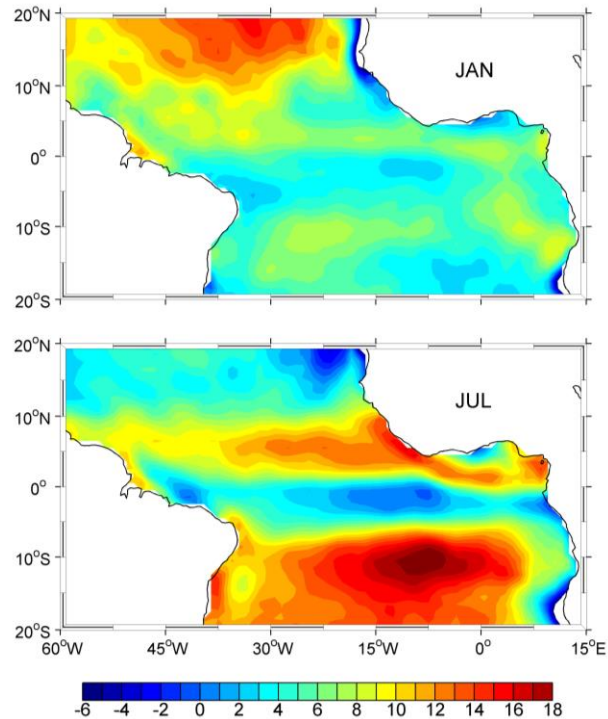


Figura 2.7. Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo de calor sensível (SHF, em W/m^2 , positivo para cima) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior).

O SHF apresenta uma variabilidade sazonal relativamente similar à do LHF, assim, valores mais elevados (positivos) são globalmente encontrados no HN, principalmente ao norte de $10^{\circ}N$ e valores baixos são observados no HS no mês de Janeiro (Fig. 2.7, painel superior). Em Julho, o fluxo de calor sensível é globalmente maior no HS, principalmente na parte central da bacia ($>15 W/m^2$) e no Atlântico equatorial norte (0° - $8^{\circ}N$) (Fig. 2.7, painel superior). Ao norte de $10^{\circ}N$ e no Atlântico equatorial sul (entre $8^{\circ}S$ e $0^{\circ}N$), o SHF é mais baixo durante esse período do ano.

O balanço desse conjunto de termos, dado por Q_{net} (W/m^2), representa o ganho ou a perda de energia para o oceano, sendo obtido por:

$$Q_{net} = SWR - LWR - LHF - SHF \quad (2.1)$$

onde Q_{net} e SWR são positivos para baixo (ganho de calor para o oceano) e LWR , LHF e SHF são positivos para cima (perda de calor do oceano).

A distribuição espacial do Q_{net} exibe uma variabilidade sazonal bem marcada no AT, em Janeiro o ATS ganha uma grande quantidade de calor com os maiores ganhos nas partes central e leste da bacia ($>120 W/m^2$) enquanto o ATN perde uma quantidade importante de energia principalmente ao norte de $10^\circ N$ (Fig. 2.8, painel superior). Em verão boreal (Julho), a configuração é bem diferente, o ATS perde energia principalmente na sua parte oeste, ao largo da costa Brasileira ($<-40 W/m^2$) e o ATN ganha uma grande quantidade de energia com os valores máximos ($>140 W/m^2$) localizados no setor leste da bacia (Fig. 2.8, painel inferior).

Em média anual, o AT ganha energia em toda sua bacia. Os maiores ganhos ($>80 W/m^2$) são observados na parte leste, com os máximos ($>100 W/m^2$) na região da ACT, onde a variabilidade sazonal da TSM é elevada (Figura não mostrada).

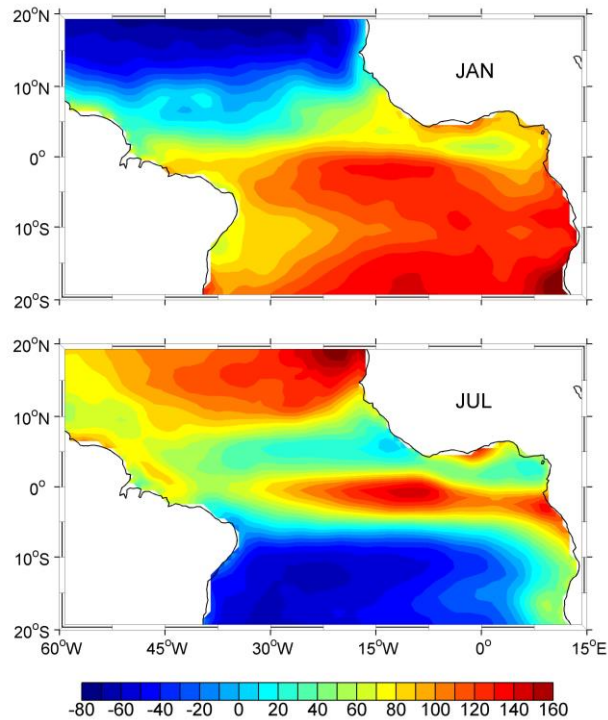


Figura 2.8. Distribuição horizontal climatológica (1984-2008) do fluxo do fluxo total (Q_{net} , em W/m^2 , positivo para baixo) para os meses de Janeiro (painel superior) e de Julho (painel inferior). Valor positivo do Q_{net} indica um ganho de energia para o oceano.

Os menores ganhos anuais de energia ocorrem no setor oeste, com os valores mínimos ($<40 W/m^2$) entre 10° - 20° N (HN) e 10° - 20° S (HS). A região de mínimo de ganho anual de calor no HS (na parte oeste) apresenta uma particularidade, pois, de um lado ela recebe mais radiação solar e do outro lado perde muita energia, principalmente através do fluxo de calor latente. A variação de Q_{net} domina essencialmente a variabilidade da TSM no AT ao norte de 10° N (entre 10° - 20° N) e ao sul de 5° S (entre 5° - 20° S), enquanto a TSM na região equatorial é bastante influenciada pela dinâmica oceânica (Yu et al., 2006).

2.5. MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO ATLÂNTICO TROPICAL

A variabilidade climática interanual do sistema oceano-atmosfera no AT apresenta dois principais modos: (a) o modo de gradiente ou modo meridional (AMM) que é específico ao Atlântico; e (b) o modo equatorial ou modo Niño, que se aparenta ao El Niño do Pacífico, mas possuindo uma menor amplitude. O AMM é caracterizado por um gradiente inter-hemisférico de TSM; durante a sua fase positiva (negativa) a TSM apresenta uma anomalia positiva (negativa) no Atlântico tropical norte (ATN) e uma anomalia negativa (positiva) no Atlântico tropical sul (ATS) (Servain 1991). Fases positivas de El Niño Southern Oscillation (ENSO) no Pacífico coincidem geralmente com fortes eventos da fase positiva do AMM. A fase positiva de ENSO, observada no Pacífico equatorial durante o inverno boreal, cria perturbações na circulação atmosférica (circulação de Hadley) no HN. Essas perturbações influenciam de volta a variabilidade dos alísios no Atlântico, principalmente no ATN (Enfield and Mayer, 1997; Saravanan and Chang, 2000; Xie and Carton, 2004). A influência remota do El Niño sobre o Atlântico é particularmente observada durante a primavera boreal (Fevereiro-Abril), quando a ZCIT está em sua posição mais ao sul. O El Niño afeta principalmente a intensidade dos alísios de nordeste na parte oeste da bacia, que através do mecanismo de variação de fluxo oceano-atmosfera influencia a TSM, favorecendo assim o estabelecimento do AMM (Saravanan and Chang, 2000) (Fig. 2.9a). Nessa situação, a interação Vento-Evaporação-TSM (WES para “Wind-Evaporation-SST”) aparece como o principal mecanismo que dirige o AMM (Chang et al. 2000). A diferença de período entre o estabelecimento do fenômeno El Niño (inverno boreal) e o do AMM (primavera boreal) é provavelmente devido ao tempo de resposta do oceano superficial às perturbações atmosféricas (Saravanan and Chang, 2000, Kushnir et al., 2006).

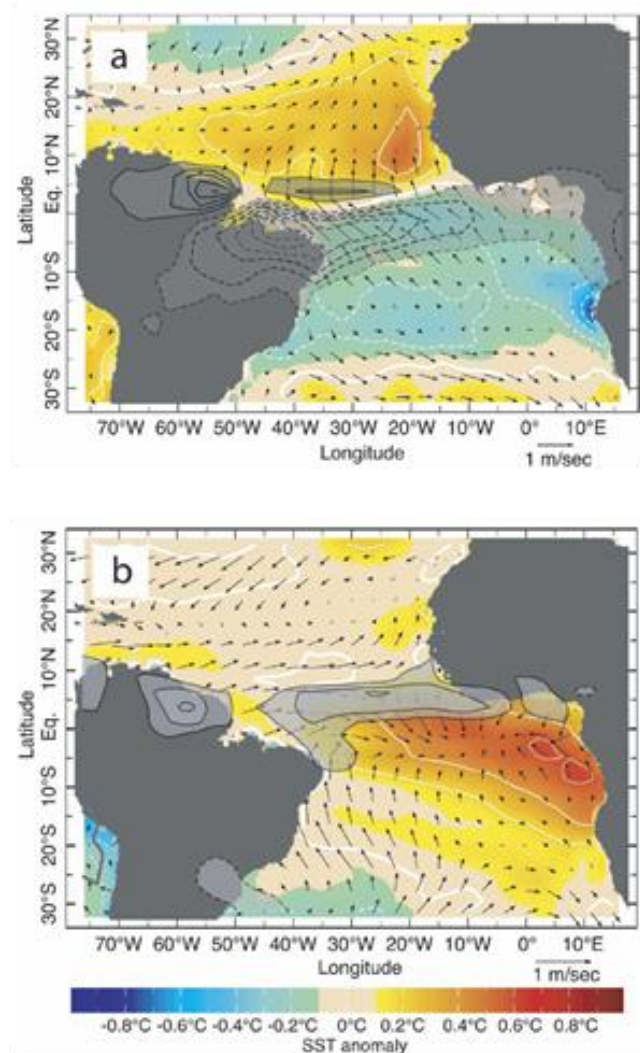


Figura 2.9. Primeiro modo das funções ortogonais empíricas (EOF para “Empirical Orthogonal Functions”) das anomalias de precipitação (em cor cinza): a) em Março-Abril, (painel superior) e b) em Junho-Agosto (painel inferior). O campo colorido é a anomalia de TSM associada, derivado por análise de regressão. As setas representam a anomalia sazonal do vento de superfície associada (em m/s). Fonte: Kushnir et al. (2006).

Estudos anteriores sugerem uma tele-conexão entre ENSO, a NAO e o AMM (Chang et al., 2006, Kushnir et al., 2006). A NAO consiste em uma diferença de pressão entre o centro de alta pressão do anticiclone de Açores e o centro de baixa pressão Islandesa (baixa pressão subpolar) no Atlântico Norte, fenômeno verificado principalmente no inverno boreal. A

fase positiva (negativa) da NAO corresponde a uma anomalia negativa (positiva) de pressão na Islândia, e uma anomalia positiva (negativa) de pressão em Lisboa e no anticiclone de Açores. O aumento (diminuição) da pressão no anticiclone de Açores é favorável a uma intensificação (enfraquecimento) dos alísios de nordeste e um resfriamento (aquecimento) do ATN. A combinação do El Niño com a fase negativa da NAO pode apresentar uma grande influência sobre o anticiclone dos Açores e sobre o regime dos alísios, o que é favorável a uma fase positiva particularmente forte do AMM. Uma fase positiva (negativa) da NAO, que corresponde a um reforço da circulação atmosférica nas latitudes médias do Atlântico Norte, é geralmente associada a uma evolução negativa (positiva) do AMM (Robertson et al., 2000; Zhang et al., 2006). Vários estudos mostraram ainda a influência do AMM na variabilidade de chuva no NEB: durante a fase positiva (negativa) do AMM o NEB experimenta anomalia negativa (positiva) de chuva (Moura et al., 1981; Kushnir et al. 2006).

Além do modo meridional, o AT exhibe um modo equatorial parecido ao fenômeno climático El Niño do Pacífico equatorial (Merle, 1980; Hisard, 1980). Contudo, o modo Niño no Atlântico é de baixa amplitude em relação ao do Pacífico. Isto é principalmente devido às diferenças entre as médias climatológicas dos diferentes componentes climáticos e à configuração da bacia Atlântica (Zebiak, 1993; Keenlyside and Latif, 2007). O modo equatorial ou modo Niño no Atlântico, que é globalmente associado a uma anomalia positiva de TSM no Golfo da Guiné (região da ACT), depende mais da dinâmica oceânica, sendo sustentado pelo “feedback” positivo entre a TSM, o vento e a profundidade da termoclina (“Bjerknes feedback”; Bjerknes 1969; Wyrтки, 1975) na primavera e verão boreais. O “Bjerknes feedback”, chamado também “Bjerknes-Wyrтки feedback”, pode ser descrito da forma seguinte: com a intensificação dos alísios na região equatorial do oceano, as águas superficiais mais quentes são transportadas para oeste, induzindo o afundamento da termoclina nessa região e seu afloramento na parte leste da bacia. A ressurgência

equatorial associada a uma termoclina rasa resfria a TSM na parte leste, gerando uma região de alta pressão na superfície do mar. Essa alta pressão no setor leste reforça a diferença de pressão entre leste e oeste, o que tem como consequência a intensificação dos alísios iniciais para oeste, resultado da interação oceano-atmosfera (“feedback” positivo). Durante os anos de modo Niño no Atlântico, é observado uma TSM anormalmente alta no Golfo da Guiné, uma relaxação dos alísios a oeste de 20°W no Atlântico equatorial e um enfraquecimento do vento meridional associado à monção Africana durante o verão boreal (Servain et al., 1982; Zebiak, 1993). O modo equatorial do Atlântico é associado a anomalias positivas de precipitações logo ao sul da posição média da ZCIT e ao longo da costa do Golfo da Guiné, quando a TSM é anormalmente elevada na ACT (Figura 2.9b) (Kushnir et al. 2006; Hirst and Hastenrath, 1983).

Apesar de ocorrer em períodos diferentes, os dois modos de variabilidade no Atlântico parecem interagir um com o outro. Servain et al. (1999, 2000), por exemplo, sugeriram uma interação entre esses dois modos para escalas de tempo decadal e interanual (1-2 anos), utilizando dados observacionais e saídas de modelos. O fato que os dois modos envolvem o deslocamento norte-sul da ZCIT, como na resposta anual, é um argumento que suporta essa idéia. Foltz and McPhaden (2010) mostraram que as anomalias do vento zonal no Atlântico equatorial associados ao AMM na primavera boreal geram ondas equatoriais de Kelvin, na parte central e leste da bacia, que se propagam para leste do oceano, região onde a variabilidade associada ao modo Niño é mais forte.

2.6. ONDAS DE LESTE NO ATLÂNTICO TROPICAL

Um estudo do regime de chuva no NEB necessita também a consideração das perturbações atmosféricas que ocorrem em escalas de tempo sinóticas, tais como as ondas de leste (EWs). As EWs são sistemas tropicais associados a distúrbios no campo de vento na baixa e/ou média

troposfera e que se propagam de leste para oeste. Essas ondas são sistemas meteorológicos de frequência maior que 2 dias e de comprimento de onda entre 2000km e 5000km, que podem ser encontradas na maioria das regiões tropicais, tais como na África ocidental, no Caribe, no Pacífico central e oeste e no oceano Índico, mas com características diferentes de uma região para outra (Hodges et al., 2003).

As ondas de leste africanas (AEWs para “African Easterly Waves”), que se localizam entre a superfície e 500 hPa, são associadas a sistemas convectivos e representam um componente da monção da África ocidental (Fink and Reiner, 2003). Podemos distinguir duas categorias de AEWs: (a) as de período de 3 a 5 dias; e (b) as de 6 a 9 dias, se propagando nos dois lados (norte e sul) do Jato Africano de Leste (AEJ para “African Easterly Jet”) sobre a África ocidental e o AT, principalmente durante o período da monção Africana (Carlson, 1969a,b). As ondas de período de 3 a 5 dias, que representam a maioria dos casos observados, são igualmente classificadas em dois grupos: (a) aquelas que viajam ao sul do AEJ, com uma velocidade de fase em torno de 12 m/s e um comprimento de onda de 5000km; e (b) aquelas que viajam na parte norte do AEJ, com uma velocidade de 8 m/s e um comprimento de onda de 3000 km, sendo ativas de Agosto para Setembro (Diedhiou et al., 1999; 2001). As AEWs de período de 6 a 9 dias se deslocam principalmente ao norte do AEJ, ao longo de 17,5°N, com uma velocidade de fase de 6 a 7 m/s e um comprimento de onda de cerca de 5000 a 6000km (Viltard et al., 1997; Diedhiou et al., 2001). As duas categorias de ondas (3-5 dias e 6-9 dias) apresentam amplitude máxima em torno de 700 hPa e afetam o regime de chuva, a convecção e o fluxo da monção da África ocidental. Os distúrbios de 3-5 dias modulam o vento meridional, enquanto que os distúrbios de 6 a 9 dias apresentam maior modulação no vento zonal do AEJ a 12,5°N.

Os dois tipos de distúrbios ondulatórios que se formam e se deslocam ao norte e ao sul do AEJ, entre 5°N e 15°N acima da África ocidental, podem se propagar até o oceano AT, principalmente no hemisfério norte onde eles se juntam em torno de 10°-15°N (Thorncroft

and Hodges, 2001) e 17°N (Diedhiou et al., 2001), próximo à costa Africana. As AEWs que chegam acima do oceano tropical podem servir de precursoras para cerca de 50% dos ciclones tropicais que se desenvolvem acima do Caribe e o Golfo de México (Thorncroft and Hodges, 2001, Berry and Thorncroft, 2005).

Embora a maioria das ondas sobre o AT sejam localizadas no HN, algumas delas se propagam de leste para oeste no Atlântico equatorial sul, atingindo assim o litoral leste do NEB. A maior ocorrência dos distúrbios ondulatórios associados às EWs no HS é observada em Janeiro-Abril e Setembro-Dezembro. Contudo, a atividade sinótica associada às EWs no ATS é muito baixa em relação a aquela do HN (Diedhiou et al., 2010). Hall (1989) associou fortes chuvas na ilha de Ascensão com a propagação de EWs no Atlântico equatorial sul que se originam na África central. Outros estudos identificaram a presença de EWs com período de 5 a 6 dias, velocidade de fase em torno de 10 m/s e comprimento de ondas de 4300 a 6900 km, associados a chuvas fortes no NEB (Ferreira et al., 1990; Torres et al., 2011). Kouadio et al. (2012) indicaram que o fortalecimento de atividade convectiva de mesoescala associada às EWs na região oceânica perto do ENEB é concomitante com a intensificação dos alísios de sudeste, verificada durante o final da primavera boreal. A aceleração dos ventos alísios de leste sobre o Atlântico equatorial sul é associado a um aquecimento lento na superfície e subsuperfície na parte sudoeste da bacia equatorial. O excesso de umidade atmosférica transportado da África ocidental para a América do Sul gera precipitação substancial no ENEB.

Nesta seção foi apresentada uma síntese das características do sistema oceano-atmosfera no Atlântico tropical. No Capítulo seguinte apresentaremos as bases de dados e a metodologia utilizada no estudo.

Capítulo 3

Dados e Métodos

3.1. BASES DE DADOS

3.1.1. DADOS DE PRECIPITAÇÃO

O conjunto de dados de precipitação utilizado neste trabalho é composto por observações mensais em Fortaleza-CE ($3^{\circ}43'S$ e $38^{\circ}32'W$), representativa do NNEB, e em Recife-PE ($8^{\circ}S$ e $34^{\circ}52'W$), que é representativa do ENEB (retângulo vermelho tracejado e retângulo vermelho com linha cheia, respectivamente, na Fig. 3.1), para o período 1974-2008. Esses dados foram obtidos da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (<http://www.funceme.br>) e do Instituto Nacional de Meteorologia (<http://www.inmet.gov.br>), respectivamente. A nossa análise limita-se ao período 1974-2008 devido à homogeneidade de conseguida com os dados Fortaleza FUNCEME, que foi limitada a este período. Nas linhas anteriores do presente parágrafo, nós mencionamos que os dados nos postos de Fortaleza e Recife são representativos de NNEB e ENEB, respectivamente. Essa consideração é baseada no fato de que os coeficientes de correlação entre as médias espaciais de precipitação de NNEB (43° - $38^{\circ}W$ e 5° - $3^{\circ}S$) e ENEB (36° - $34^{\circ}W$ e 10° - $6^{\circ}S$), obtidas a partir da base Global Precipitation Climatology Centre

(http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data_gpcc.html) e as estações pluviométricas em Fortaleza e Recife são 0,88 e 0,92, respectivamente (Fig. 3.2). Nós optamos utilizar diretamente os dados de estações pluviométricas, em vez dos dados GPCC, pois os mesmos apresentaram uma qualidade superior e, especialmente, são disponíveis em tempo real (a reanálise do GPCC é disponível com muitos meses de atraso). Outra razão de termos considerado as estações das duas cidades (Fortaleza e Recife) é que estamos interessados em diferenciar os regimes pluviométricos de duas regiões (NNEB e ENEB), uma vez que apresentam regimes de chuva diferenciados (ver discussão na seção 4.1). Dessa forma, no que se segue, mencionaremos Fortaleza e Recife se referindo sempre às regiões NNEB e ENEB, respectivamente.

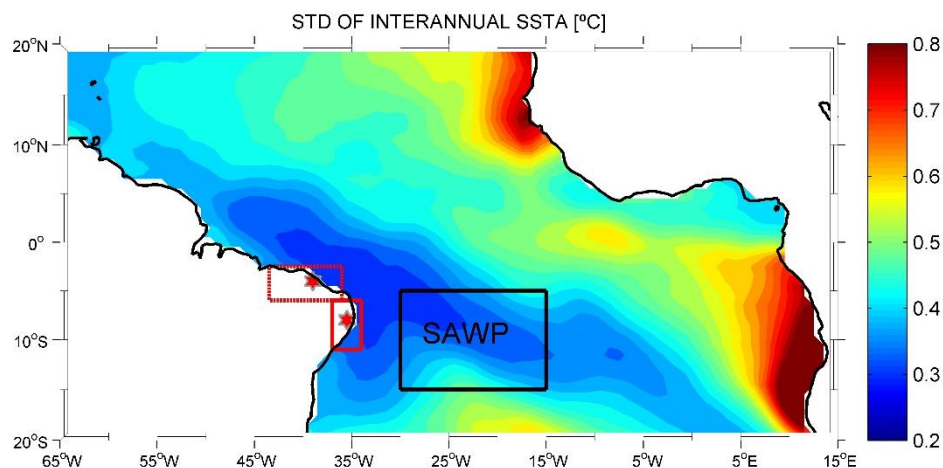


Figura 3.1. Desvio padrão de anomalias mensais de TSM no Atlântico tropical. Anomalias são em relação à média climatológica 1974-2008. A caixa vermelha pontilhada indica a região costeira norte do Nordeste do Brasil (NNEB, 43°-38°W e 5°-3°S), que corresponde à área da média espacial de precipitação GPCC. A caixa vermelha cheia indica a região costeira oriental do Nordeste do Brasil (ENEb, 36°-34°W e 10°-6°S), que corresponde à área da média espacial de precipitação GPCC. Fortaleza e Recife são representadas pelas estrelas vermelhas. O retângulo em preto destaca a região da “Piscina Quente do Atlântico Sudoeste” – SAWP (SAWP para “Southwestern Atlantic Warming Pool”, delimitada por 5°-15°S e 5°-30°W), de baixa variabilidade de TSM (Limongi et al., 2009a).

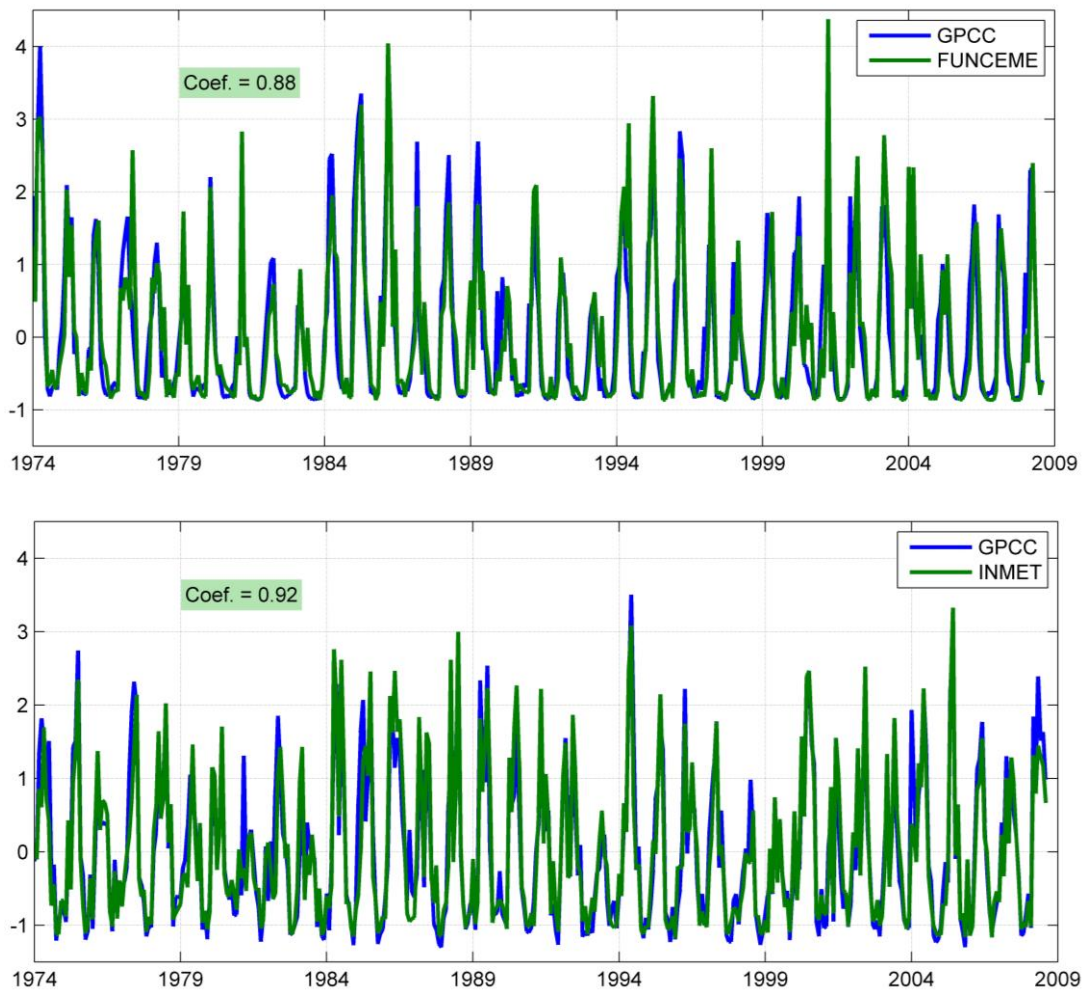


Figura 3.2. Séries temporais normalizadas de precipitação (1974-2008): a) média espacial do NNEB (azul; 45°-38°W e 5°-2°S) e de Fortaleza (verde) a partir dos dados de GPCC e FUNCEME respectivamente; b) média espacial do ENEB (azul; 37°-34°W e 11°-6°S) e de Recife a partir dos dados de GPCC e INMET respectivamente.

3.1.2. DADOS DE VENTO

Os dados mensais de vetores de pseudo tensão de cisalhamento do vento (PWS para “Pseudo Wind Stress”), com resolução horizontal 2°X2°, foram obtidos a partir da base de dados SERV. Esses dados, que cobrem o AT, se estendem de 30°N a 20°S, e de 60°W até a costa Africana, tendo sido coletados a partir de observações voluntárias de navios. Os dados brutos são processados de acordo com uma combinação cuidadosa de análises objetivas e subjetivas (Servain et al., 1985, 1987; Servain and

Lukas 1990; Smith et al., 2004). Os conjuntos de dados de PWS no AT foram originalmente compilados a fim de servir de referência da ação eólica na superfície do mar para o Programas “Français Océan et Climat dans l'Atlantique Equatorial/Seasonal Response of the Equatorial Atlantic” (FOCAL/SEQUAL) (1982-1984). Mantendo exatamente os mesmos procedimentos de análise, o tratamento dos dados SERV tem sido progressivamente aperfeiçoado durante as décadas de 1990 e 2000, com o emprego de ferramentas computacionais modernas e automáticas. A partir de 2002, o conjunto de dados SERV vem sendo continuamente atualizado, todos os meses, pela FUNCEME (Fortaleza, Brasil) (www.funceme.br). A versão completa atualizada desse conjunto de dados (período de 1964 até o presente) encontra-se também disponível no site <http://iridl.ldeo.columbia.edu/Sources/.Servain/>. Os componentes individuais de PWS (PWS_x e PWS_y em m²/s²) são definidos como o módulo da velocidade do vento (em m/s) multiplicado pelos componentes zonal e meridional do vento (em m/s), respectivamente.

3.1.3. DADOS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR, FLUXOS DE CALOR E UMIDADE DO AR

Os dados mensais de TSM, LHF, SHF e umidade específica do ar a 2m (HUM ou q_a) foram obtidos da versão 3 do “Objectively Analyzed air-sea Fluxes Project – OAFflux”, do Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) (oaflex.whoi.edu). Esses dados (TSM, LHF, SHF e HUM) cobrem o oceano global com uma resolução horizontal de 1°x1°, e são disponíveis de 1958 até o presente (Yu et al., 2004a; Yu and Weller, 2007; Yu et al., 2008).

As estimativas de LHF e SHF são calculadas a partir da parametrização dos fluxos em função de variáveis de estado meteorológicos de superfície, tais como a velocidade do vento, umidade do sistema oceano-atmosfera, a temperatura do ar etc. Especificamente o

LHF e o SHF são obtidos a partir da “bulk aerodynamic formula” (Liu et al., 1979):

$$\text{LHF} = \rho L_E C_E U (q_s - q_a) = \rho L_E C_E U \Delta q \quad (3.1)$$

$$\text{SHF} = \rho C_p C_H U (T_s - T_a) = \rho C_p C_H U \Delta T \quad (3.2)$$

onde ρ é a densidade do ar (kg/m^3), L_E é o calor latente de evaporação (J.kg^{-1}), C_E é um coeficiente de troca turbulenta para LHF, C_p é o calor específico do ar ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), C_H é um coeficiente de troca turbulento para SHF, U é a velocidade do vento a uma altura típica de cerca de 10m (m/s), q_s e q_a são respectivamente a umidade específica à superfície do mar e a umidade específica atmosférica próxima à superfície (g.kg^{-1}). T_s e T_a são respetivamente a temperatura à superfície do mar e a temperatura potencial do ar próximo à superfície ($^\circ\text{C}$). Δq é a diferença entre q_s e q_a . ΔT é a diferença entre T_s e T_a .

Nestas estimativas, as variáveis relacionadas e necessárias ao cálculo de LHF e SHF são sintetizadas a partir de três principais fontes:

- (a) boletins meteorológicos à superfície do mar das observações voluntárias de navios coletados por “Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set – COADS Project” (Woodruff et al., 1998);
- (b) sensoriamento remoto (satélites) proveniente de várias plataformas tais como: SSM/I (Wentz, 1997; Chou et al., 2003), “Quick Scatterometer –QuikSCAT”, “Advanced Very High Resolution Radiometer –AVHRR”, “Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM”, “Microwave Imager – TMI”, e “Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observing System – EOS/AMSR-E (Chelton and Wentz, 2005);
- (c) resultados de reanálises e de análises operacionais (modelos numéricos) de Centros de Previsão Meteorológica (NWP para “Numerical Weather Prediction”), tais como: “National Centers for

Environmental Prediction – NCEP/NCEP1-NCEP2”; e European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF/ERA40/ERA-interim”.

A base OAFlux utiliza ainda dados do satélite “infrared (IR) Advanced Very High Resolution Radiometer – AVHRR”, que trabalha com uma grade horizontal de 1°, calculada fazendo-se a média espacial dos dados de 0.25°.

O conjunto de dados de TSM é obtido a partir de análise de TSM diária “Optimum interpolation”, com resolução espacial de 0,25°, disponibilizado pela “National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA”, e consolidado por Reynolds et al. (2007). Essa análise tem dois produtos que utilizam também dados *in situ* e que incluem um reajuste de desvios de grande escala dos satélites.

A umidade específica do ar a 2m da superfície foi reajustada a partir da umidade a 10m obtida a partir do “Special Sensor Microwave/Imager - SSM/I”, baseado no algoritmo de fluxo “COARE3.0” (Fairall et al., 2003).

3.1.4. DADOS DE RADIAÇÕES DE ONDA CURTA E DE ONDA LONGA

Os dados de radiação de onda curta (SWR) e de onda longa (LWR) foram obtidos da base de dados “International Satellite Cloud Climatology Project – ISCCP” (Zhang et al., 2004), fornecidos pelo Dr. William B. Rossow para serem distribuídos com os produtos de OAFlux (Yu et al., 2008). As SWR e LWR originais de ISCCP-FD têm uma resolução temporal de três horas e uma grade horizontal de 2,5° ao longo do globo. Uma média diária e uma interpolação linear foram aplicadas ao conjunto de dados ISCCP para produzir a mesma resolução espacial e temporal com o produto OAFlux. Os campos de média mensal puderam assim ser gerados a partir dos dados diários. Esses produtos são disponíveis para o período 1983-2009 no site da ISCCP (<http://isccp.giss.nasa.gov/projects/flux.html>).

3.1.5. DADOS DE CORRENTES

As observações de corrente de superfície foram retiradas do “Global Drifter Center - NOAA” (www.aoml.noaa.gov/phod/dac/dacdata.html). O produto é baseado nas velocidades da superfície proveniente de bóias derivantes rastreadas por satélite. Esses dados de média climatológica mensal possuem resolução espacial de 0,5° [Lumpkin and Johnson, 2013].

3.1.6. DADOS OCEÂNICOS DE SUBSUPERFÍCIE

Os resultados de reanálise de temperatura e salinidade da base “Simple Ocean Data Assimilation – SODA” (Carton and Giese, 2008), disponíveis em (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTON-GIESE/.SODA/>), foram utilizados para determinar a profundidade da camada isotérmica (ILD para “Isothermal Layer Depth”) e a profundidade da camada de mistura (MLD para “Mixed Layer Depth”) (ver seção 3.2 a seguir). Estas informações foram utilizadas para estimar a espessura da camada de barreira (BLT para “Barrier Layer Thickness”). Os resultados da versão SODA 2.1.6, aqui utilizados, cobrem o período 1958-2008, e estão disponíveis para o oceano global (superfície até 5375m de profundidade), com uma resolução horizontal de 0,5° e 40 níveis de profundidade (em m): 5; 15; 25; 35; 46; 57; 70; 82; 96; 112; 129; 148; 171; 197; 229; 268; 317; 381; 465; 579; 729; 918; 1139; 1378; 1625; 1875; 2125; 2375; 2625; 2875; 3125; 3375; 3625; 3875; 4125; 4375; 4625; 4875; 5125; e 5375.

3.2. METODOLOGIA PARA CÁLCULO DA ILD, MLD, BLT E DO BALANÇO DE CALOR SUPERFICIAL

Considerando que as evoluções sazonais das variáveis do sistema oceano-atmosfera são geralmente relacionadas com as características

subsuperficiais do oceano, estimou-se a ILD, MLD e a BLT a fim de analisar suas potenciais influências do conteúdo de calor do oceano sobre a variabilidade de precipitação no NEB. Decidimos estimar a MLD e a BLT porque estudos anteriores mostraram também suas importâncias na evolução sazonal das variáveis do sistema oceano-atmosfera no setor oeste do Atlântico equatorial (ao largo do NEB) (Sprintall and Tomczak, 1992; Mignot et al., 2007; Araujo et al., 2011).

A camada de mistura oceânica é a camada superficial turbulenta e bem misturada do oceano que interage diretamente com a atmosfera através da troca de massa, quantidade de movimento e energia. Vários critérios baseados na homogeneidade em temperatura, salinidade, densidade e mesmo no coeficiente turbulento são sugeridos para calcular a camada de mistura. Neste trabalho foram utilizados os critérios de temperatura e de densidade para determinar respectivamente a ILD e a MLD. A determinação da ILD e a MLD permitiram estimar a espessura da camada de barreira (BLT), que ocorre quando é verificada uma estratificação em salinidade dentro da camada isotérmica (ver Fig. 3.3 para a ilustração).

- A ILD foi determinada utilizando-se o critério de variação de temperatura $\Delta T = -0,5^{\circ}\text{C}$ (Sprintall and Tomczak, 1992). Neste critério, a ILD corresponde à profundidade em que a temperatura é igual à TSM + ΔT ; onde TSM é considerada o valor da temperatura na profundidade de referência $Z_{\text{ref}} = 5\text{m}$.

- A MLD foi determinada a partir do critério de densidade (σ) dado por $\Delta\sigma = \sigma(TSM + \Delta T, SSM, P_0) - \sigma(TSM, SSM, P_0)$ (Sprintall and Tomczak, 1992; Vialard et al., 1998; de Boyer Montégut et al., 2004). TSM e SSM (Salinidade da Superfície do Mar) aqui apresentadas são igualmente os valores de temperatura e salinidade na profundidade de referência $Z_{\text{ref}} = 5\text{m}$, e P_0 é a pressão na superfície do oceano. Com esse critério, a MLD corresponde à profundidade em que a densidade é igual a $\sigma_0 + \Delta\sigma$; onde σ_0 é o valor da densidade na mesma profundidade de referência $Z_{\text{ref}} = 5\text{m}$.

- A BLT é a diferença entre a ILD e a MLD (Sprintall and Tomczak, 1992; Montégut et al., 2004). Como essa diferença (ILD-MLD) pode ser positiva ou negativa, destaca-se que apenas o caso positivo, que corresponde à uma estratificação em salinidade dentro da ILD, é considerado no cálculo da BLT. No caso negativo, que ocorre geralmente nas regiões de giros subtropical e de zona de convergência subtropicais, a espessura calculada é denominada de camada de compensação (“compensated layer”).

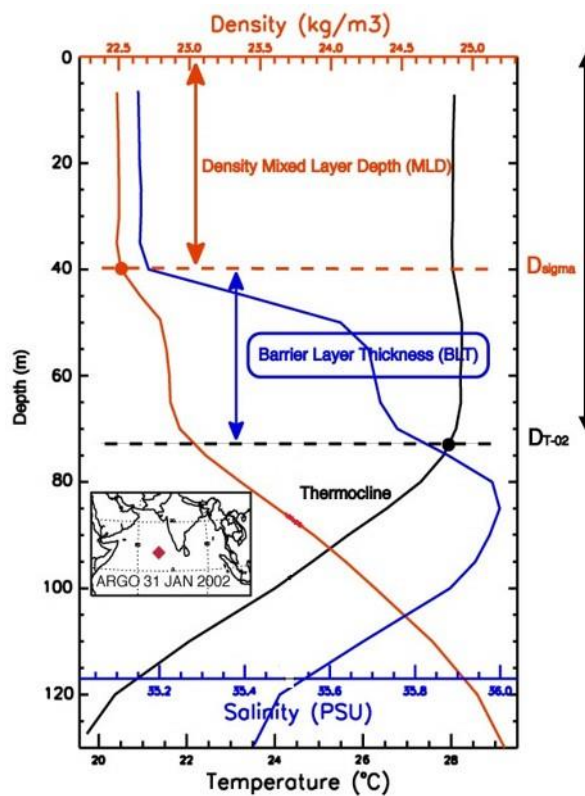


Figura 3. 3. Perfis de temperatura ($^{\circ}\text{C}$, linha preta), de salinidade (linha azul) e de densidade (kg/m^3 , linha vermelha) com indicação da profundidade da camada isotérmica (ILD, seta vertical preta), da profundidade da camada de mistura em densidade (MLD, seta vertical vermelha) e da espessura da camada de barreira (BLT, seta vertical azul) para uma dada posição (diamante vermelho no mapa associado à figura) no mar Arábico (de Boyer Montégut et al., 2007).

Para determinar os processos responsáveis pelo ciclo sazonal da TSM, o balanço de calor na camada superficial misturada foi avaliado a

partir da formulação proposta por Kraus and Turner (1967) e Moisan and Niiler (1998).

$$\rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t} = -\rho C_p h \mathbf{v} \cdot \nabla T + Q_0 + \epsilon \quad (3.3)$$

onde h é a profundidade da camada isotérmica (ILD, m), T é a temperatura dentro da camada isotérmica ($^{\circ}\text{C}$) e \mathbf{v} é a velocidade dentro de h (m/s).

Na eq. (3.3) a taxa de armazenamento (termo à esquerda) é expressa como resultado da advecção horizontal de calor (primeiro termo à direita), do fluxo de calor total na superfície ajustado pela quantidade de SWR que atravessa a camada misturada (segundo termo à direita) e o resíduo ϵ , que é a combinação dos erros nos três primeiros termos, representado processos tais como a mistura turbulenta vertical, difusão horizontal e a integral da covariância de temperatura-velocidade vertical (ver por ex. Hayes et al., 1991; Foltz et al., 2013).

Os dados de temperatura utilizados em (3.3) são os produtos diários de OAFflux para o período 1993-2008. As correntes horizontais nos primeiros 30m foram retirados dos dados de média de 5 dias da base “Ocean Surface Current Analyses-Real Time – OSCAR”, disponíveis de Outubro 1992 até a presente data. Nestes casos, as correntes são calculadas sobre uma grade de 1° , usando dados de altimetria por satélite, os ventos, e TSM, juntamente com um modelo de diagnóstico (Bonjean and Lagerloef, 2002). Os dados de média de 5 dias foram interpolados para ter dados diários antes de estimar os termos de advecção horizontal. A ILD (h) é obtida a partir das reanálises de temperatura SODA. Q_0 é o fluxo total na superfície (Q_{net}) ajustado pela quantidade de SWR que atravessa a camada misturada. Utilizamos a média mensal da concentração de clorofila-a provenientes da base “Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor – SeaWiFS” para estimar a quantidade de SWR absorvida dentro da ILD, seguindo metodologia proposta por Morel and Antoine

(1994). Por fim, os dados mensais de clorofila-a disponíveis em uma grade de 8 km, de Novembro 1997 a Dezembro de 2010, foram interpolados para uma resolução espacial de 1°, de modo a obter a mesma grade com os dados de TSM, OAFflux e correntes OSCAR.

Neste Capítulo foram apresentadas as bases de dados e a metodologia utilizadas no estudo. Em seguida serão apresentados e discutidos os resultados relativos à variabilidade sazonal das variáveis do sistema oceano-atmosfera e de suas influências nas estações chuvosas da costa do Nordeste do Brasil.

Capítulo 4

Variabilidade sazonal das variáveis do sistema oceano-atmosfera no Atlântico tropical para as estações chuvosas

4.1. REGIME DE CHUVA AO LONGO DO LITORAL DO NORDESTE DO BRASIL (NEB)

Neste capítulo nós nos interessamos à variabilidade sazonal da chuva em Fortaleza-CE (NNEB) e em Recife-PE (ENEB), assim que na análise da climatologia de algumas variáveis de estado do sistema oceano-atmosfera no Atlântico tropical.

A chuva ao longo do litoral do NEB apresenta uma grande variabilidade, tanto espacial como temporal. A Fig. 4.1 mostra os ciclos anuais climatológicos da precipitação mensal em Fortaleza e Recife para o período 1974-2008, bem como a climatologia da migração latitudinal sazonal de um “proxy” da ZCIT, este último definido como a latitude em que o componente meridional do vento no centro da bacia do Atlântico (aqui, ao longo de 30°W) é igual a zero (Servain et al., 1985). De acordo com essa definição, a ZCIT, obtida a partir dos dados de PWSy no período 1974-2008, varia sazonalmente de mais de 11° de latitude. Ela se situa ligeiramente ao sul do equador por cerca de três meses (Fevereiro-Março-

Abril). Em seguida a ZCIT sobe progressivamente e atinge a sua posição mais ao norte ($\sim 11^\circ\text{N}$) em Agosto (Fig. 4.1), em resposta à intensificação dos alísios de sudeste que atravessam a linha do equador no fim da primavera boreal. O regime de chuva no NNEB é muito relacionado ao deslocamento da ZCIT. Em Fortaleza, a estação chuvosa se estende globalmente de Janeiro a Maio-Junho. Essa estação chuvosa se intensifica rapidamente de Fevereiro (~ 180 mm/mês) para Março-Abril (350 mm/mês), quando a ZCIT encontra-se em sua posição sul. A chuva permanece consistente (200 mm/mês) em Maio, quando a ZCIT está se movendo para norte no HN. Os períodos chuvosos de pré-núcleo em Janeiro-Fevereiro e de pós-núcleo em Maio-Junho (com cerca de 170 mm/mês para ambos) completam o ciclo sazonal das chuvas em Fortaleza (NNEB). O resto do ano é seco (<100 mm/mês) ou muito seco (<10 mm/mês em outubro-novembro), quando a ZCIT se encontra em sua posição norte.

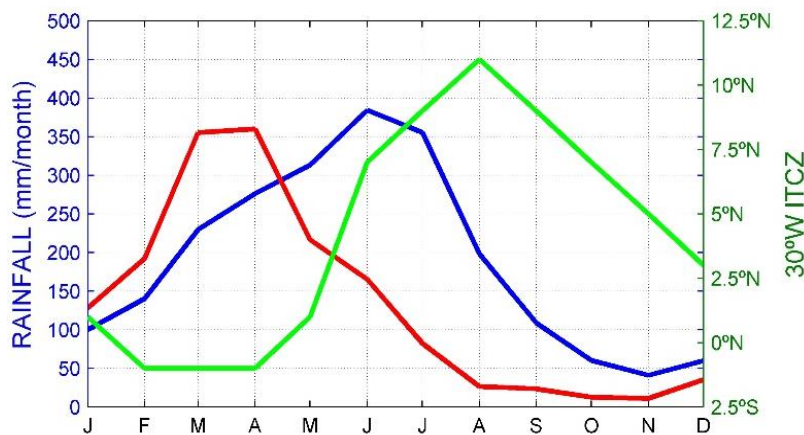


Figura 4.1. Climatologias mensais de precipitação (mm/mês, 1974-2008) em Recife (azul) e Fortaleza (vermelho). A linha verde representa a posição da da ZCIT ao longo do meridiano 30°W.

A precipitação sazonal em Recife (ENEb) apresenta-se bem diferente em relação ao que é observado em Fortaleza (NNEb), apesar de estas cidades estarem distantes de apenas 750km. Aqui, o núcleo da estação chuvosa (>350 mm/mês) ocorre em Junho-Julho, ou seja, durante a

progressão em direção ao norte da ZCIT. O período pré-núcleo de chuva em Recife (140-300 mm/mês) ocorre durante quatro meses (Fevereiro-Março-Abril-Maio) quando a ZCIT está na posição mais ao sul, enquanto o período pós-núcleo ocorre em Agosto (~ 200 mm/mês). O período de pré-núcleo de chuva (Fevereiro-Maio) em Recife sugere a influência da posição sul da ZCIT durante esse período. A estação seca (<100 mm/mês) ocorre de Setembro a Janeiro, com o mínimo (<50 mm/mês) em Novembro.

A maior extensão da estação completa de chuva em Recife (7 meses, em comparação com 5-6 meses em Fortaleza), combinado com o núcleo chuvoso em Junho-Julho, que é “desligado” da posição mais ao sul da ZCIT, indica que a estação de chuva na região do ENEB é uma resposta complexa ao ambiente climático regional. Esse assunto será discutido com mais detalhe no capítulo seguinte, com foco no núcleo de cada estação chuvosa.

4.2. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS VARIÁVEIS CLIMÁTICAS DE SUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS

Depois de ter ressaltado os núcleos das estações chuvosas em Fortaleza (Março-Abril) e em Recife (Junho-Julho) para o ciclo anual, nós nos concentramos aqui na distribuição espacial das variáveis características do sistema oceano-atmosfera do AT para os meses correspondentes a estes períodos de máxima precipitação.

A Fig. 4.2.a mostra a distribuição do PWS e do LHF em Março-Abril (MA, painel superior) e em Junho-Julho (JJ, painel inferior) para o período 1974-2008. Em Março-Abril, que corresponde ao núcleo da estação chuvosa em Fortaleza, o PWS é globalmente mais intenso no HN (Fig. 4.2.a, painel superior). Na parte leste do HN o componente meridional do vento é predominante e quase paralelo ao continente ao longo da costa Africana. Essa região ao longo da costa é caracterizada por baixo valor do fluxo de calor latente (60-70 W/m²). Entre 20°-30°W, nas latitudes extra-equatoriais, o vento mantém uma direção para sudoeste até 35°-45°W na

região equatorial (acima do continente Sul Americano). Os valores de LHF observados são relativamente altos ($\sim 130 \text{ W/m}^2$) na área dos ventos cuja direção para sudoeste é dominante. O lado oeste da bacia, entre $40^\circ\text{-}60^\circ\text{W}$ e $5^\circ\text{-}20^\circ\text{N}$, por sua vez, é caracterizado por ventos praticamente zonais orientados para oeste, associados aos maiores valores de LHF no HN em Março-Abril. Os menores valores do LHF são observados na região equatorial onde temos a presença dos ventos mais fracos relacionados à ZCIT.

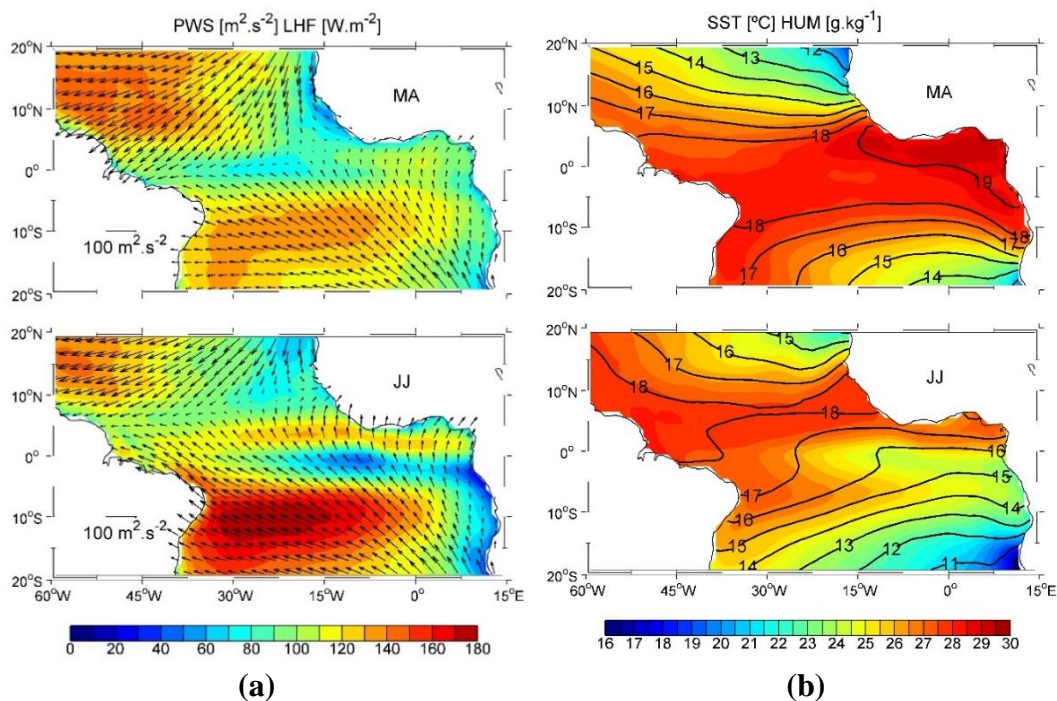


Figura 4.2. Distribuição espacial das médias climatológicas (1974-2008) em Março-Abril (MA, painéis superiores) e em Junho-Julho (JJ, painéis inferiores) de: a) LHF/OAFlux (W/m^2 ; cores) e PWS/SERV (m^2/s^2 , vetores); b) TSM ($^\circ\text{C}$; cores) e Umidade específica/OAFlux (g/kg ; contornos).

O HS, onde o vento é relativamente mais baixo, apresenta praticamente as mesmas características verificadas no HN, ou seja, componente meridional do vento predominante na parte leste ao longo da

costa sudeste no meio da bacia até a região equatorial e zonal (quase perpendicular) à costa do Brasil. Os maiores valores de LHF ($\sim 140 \text{ W/m}^2$) em Março-Abril são observados na “Piscina Quente do Atlântico Sudoeste” (SAWP para “Southwestern Atlantic Warm Pool”) (Limongi et al., 2009a) ao largo da costa do Brasil (ver retângulo preto na Fig. 3.1). Em Junho-Julho, a distribuição espacial do vento muda consideravelmente, com a intensificação dos alísios de sudeste associada ao deslocamento para o norte da ZCIT (entre 5° - 10°N). Esse fortalecimento do vento tem como consequência o aumento do LHF no HS. Os maiores valores de LHF são observados na porção oeste da bacia com máximos ($>180 \text{ W/m}^2$) localizados na região do SAWP, onde o vento é mais intenso. Na parte leste da bacia, ao largo da costa Africana no HS, o LHF é muito baixo com valores próximos a 40 W/m^2 e na região da ACT, onde a TSM é muito baixa neste período do ano (Fig. 4.2.b, painel inferior). Outra região de valores relativamente baixos ($\sim 100 \text{ W/m}^2$) é situada no HN ao longo da extensão da ZCIT. Os valores baixos observados na região da ZCIT são relacionados a vento fraco que caracteriza essa região. Entre 10° - 20°N (acima da ZCIT), no extremo oeste da bacia, o LHF permanece ainda alto, onde o vento zonal é ainda forte.

Na região equatorial, caracterizada por vento fraco e LHF baixo, são observados altos valores da TSM (~ 28 - 29°C) e de Umidade específica do ar (HUM) em Março-Abril (Fig. 4.2.b, painel superior). Os valores máximos de TSM ($>29^\circ\text{C}$) e HUM ($>19 \text{ g/kg}$) da região equatorial são obtidos no Golfo da Guiné. Todo o extremo oeste da bacia do AT, ao longo da costa da América do Sul, é coberto por águas quentes ($>27^\circ\text{C}$), encimadas por ar úmido ($>17\text{g/kg}$) durante o período correspondente ao núcleo da estação chuvosa em Fortaleza. O gradiente meridional de TSM e HUM é predominante e mais forte entre 10° - 20°S e 5° - 20°N , na parte leste da bacia, enquanto o gradiente zonal prevalece na região oeste. Os valores baixos de umidade do ar são encontrados nas regiões da baixa TSM localizadas nas áreas de ressurgência a leste da bacia, entre 10° - 20°N e 10° - 20°S . Em Junho-Julho a configuração é bem diferente; os altos

valores de TSM e HUM previamente observados na região equatorial em Março-Abril se deslocaram mais para norte (entre 0°-10°N), deixando o lugar ao estabelecimento da ACT caracterizada por baixas temperaturas a leste do Atlântico equatorial sul. Neste período, onde o ATS é globalmente mais frio, ainda permanecem águas relativamente quentes (>26°C) na SAWP e mais globalmente ao longo da costa Brasileira (Limongi et al., 2009a; Silva et al., 2009b). De fato, a SAWP é uma região de baixa variabilidade de TSM para escala de tempo indo do intra-sazonal para interanual. A variação interanual de TSM nessa região é de 0,2-0,3°C (ver Fig. 3.1). Os contornos de HUM apresentam gradiente meridional mais fraco, mas ainda dominante em relação ao gradiente zonal no HS.

4.3. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS CORRENTES DE SUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS

A Fig. 4.3 mostra a variação sazonal da distribuição espacial da componente zonal das correntes superficiais (cores) e dos vetores correntes superficiais (vetores) obtida a partir de bóias derivantes no AT, para os meses de Março-Abril (MA, painel superior) e Junho-Julho (JJ, painel inferior). As cores azuis (vermelhas) indicam as correntes fluindo para oeste (leste). Conforme descrito no Capítulo 2, as correntes zonais de superfície são globalmente orientadas para oeste exceto na região da situada entre o equador e 10°N que corresponde à área de propagação da NECC (Contra-corrente Norte Equatorial) e GC (Corrente da Guiné). Para os dois períodos (MA e JJ), as correntes são mais intensas na região equatorial e numa área estreita ao longo da costa Sul Americana entre 5°S e 10°N, correspondente à área da NBC. Durante a fase de intensificação dos alísios de sudeste em JJ, a NECC é bem definida entre 3°-10°N, com velocidade superior a 0,5m/s, e em MA ela é quase inexistente a oeste de 30°W. Globalmente as correntes zonais correspondentes aos ramos norte e central da SEC são mais intensas (<-0,5 m/s) em JJ, quando a ZCIT é na sua posição norte do que em MA, quando a ZCIT está mais ao sul. A intensificação da SEC, que é responsável pelo transporte de grande

quantidade de água em Junho-Julho, período correspondente ao núcleo da estação chuvosa no ENEB, pode ser de uma importância relevante para o clima.

Na parte norte do Golfo da Guiné, a GC que é presente durante as duas estações, é mais forte em JJ, sendo alimentada pela NECC que é mais intensa nessa época do ano. Nas regiões localizadas entre 10°-20°S (sSEC) e entre 10°-20°N (NEC), as correntes zonais orientadas para oeste são relativamente mais fracas (0,1-0,2 m/s) em relação à região equatorial que é muito dinâmica.

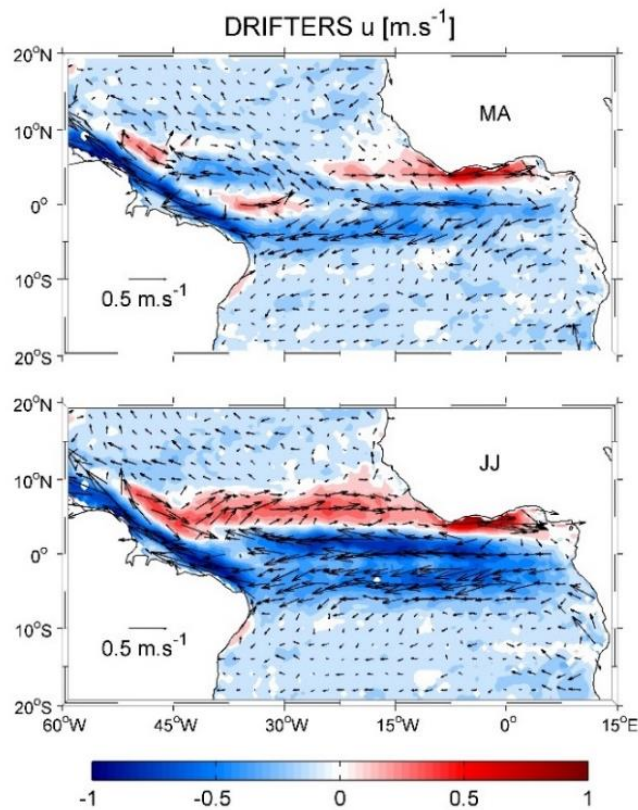


Figura 4.3. Distribuição espacial das médias climatológicas das Correntes superficiais/NOAA (zonais, cores) e total (vetores) em Março-Abril (MA, painel superior) e em Junho-Julho (JJ, painel inferior).

4.4. DISTRIBUIÇÕES ESPACIAIS DAS VARIÁVEIS OCEÂNICAS DE SUBSUPERFÍCIE DURANTE AS ESTAÇÕES CHUVOSAS

A análise das características das camadas subsuperficiais do oceano pode ajudar no entendimento dos mecanismos de interação oceano-atmosfera e de sua influência sobre o clima. As distribuições horizontais da MLD e BLT (Fig. 4.4) no AT, obtidas a partir das reanálises da base SODA, são apresentadas para os meses correspondentes às estações chuvosas em Fortaleza (NNEB; MA) e Recife (ENEB; JJ).

Em Março-Abril, que corresponde ao núcleo da época chuvosa em Fortaleza (NNEB), a camada de mistura é globalmente profunda na parte ocidental do AT nos dois hemisférios (HN e HS) e mais rasa na parte oriental principalmente no HS e na região da ACT (Fig. 4.4, painel superior). No ATN, os valores mais elevados de MLD são registrados no setor noroeste do Atlântico equatorial, atingindo cerca de 40m. A oeste dessa região de MLD alta, especificamente nas proximidades da boca do Rio Amazonas, são observadas MLD baixas (~10-15m). Os altos valores de MLD (~40m) do HS são obtidos ao largo da costa do Brasil, numa região incluindo a SAWP que, conforme vimos, é caracterizada por baixa variabilidade sazonal e interanual da TSM. A distribuição da BLT nessa época do ano (MA) mostra que altos valores (25-35m) são encontrados na porção oeste do Atlântico equatorial, podendo aproximar dos 50m na região sob influência do Rio Amazonas e entre 15°-20°N. No setor leste da bacia, principalmente nas regiões da baixa MLD, a BLT muito fina ou quase inexistente. Na área, correspondente aos valores altos de MLD no HS, a BLT é relativamente pequena, exceto no domínio delimitado por 4°-10°S e 25°-35°W.

No período de Junho-Julho, que corresponde ao núcleo chuvoso em Recife (ENEB), a camada de mistura é relativamente rasa no ATN com máximo de cerca de 35m entre 10°-20°N e a BLT é relativamente espessa, ~20m (Fig. 4.4, painel inferior). No HS, a MLD é mais profunda, especialmente na SAWP, com valores superiores a 40m e a BLT é também

mais espessa nessa região, com cerca de 40m. Os valores de BLT permanecem baixos na parte leste da bacia em Junho-Julho.

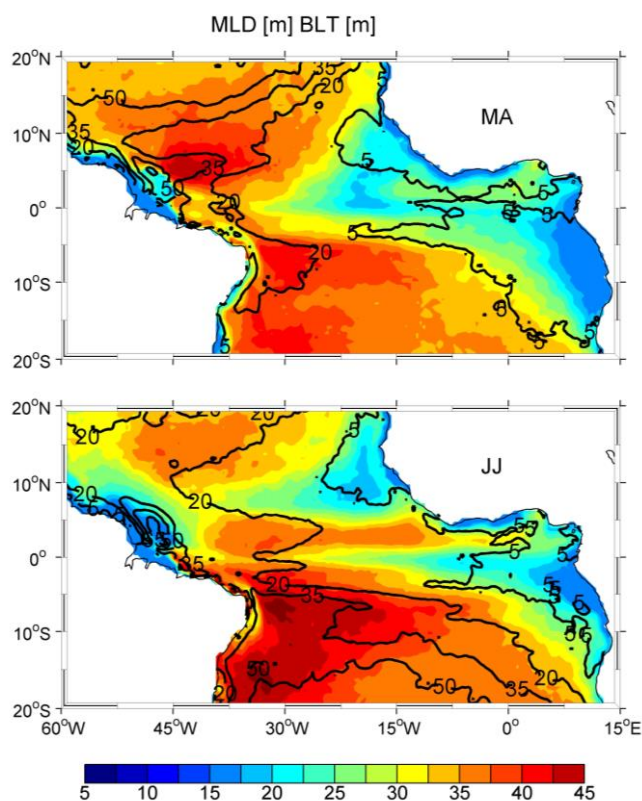


Figura 4.4. Distribuição espacial das médias climatológicas (1974-2008) em Março-Abril (MA, painéis superiores) e em Junho-Julho (JJ, painéis inferiores) de MLD (m; cores) e BLT (m; contornos). Base SODA.

Conhecidas as variabilidades sazonais da chuva em Fortaleza-CE (NNEB) e em Recife-PE (ENEb), e as características variáveis de estado do sistema oceano-atmosfera no Alântico tropical, potencialmente influentes no clima das regiões costeiras durante os períodos de ocorrência de maiores precipitações, passaremos no próximo Capítulo a verificar possíveis correlações entre estas variáveis e os extremos de chuva, inclusive considerando eventuais defasagens temporais.

Capítulo 5

Contribuições do Atlântico tropical à variabilidade da precipitação ao longo da costa do nordeste do Brasil

Iniciaremos este Capítulo identificando os episódios extremos (mais chuvosos e menos chuvosos) dentro de cada núcleo das estações de chuva. Neste sentido selecionamos os eventos de chuva observados que ultrapassaram um limite instantâneo de $\pm 0,5$ (anomalias de precipitação padronizada superior a $+0,5$ e inferior a $-0,5$) durante os 35 anos disponíveis (1974-2008). Isto foi feito para o núcleo da precipitação sazonal em Fortaleza-NNEB (Março-Abril, MA) e para o núcleo da precipitação sazonal em Recife-ENEB (Junho-Julho, JJ) (Fig. 5.1). Para Fortaleza, foram selecionados 20 anos (57% dos 35 anos) de forte variabilidade da precipitação: 8 desses anos apresentaram anomalias positivas fortes para a média dos meses de MA, e 12 dos anos têm anomalias negativas fortes para a média dos mesmos meses de MA (Fig. 5.1 e Tab. 5.1). Em Recife, 18 anos (51% dos 35 anos) foram selecionados: 9 anos de fortes anomalias positivas com relação à média dos meses de JJ, e 9 anos com fortes anomalias negativas com relação à mesma média de 2 meses (JJ) (Fig. 5.1 e Tab. 5.1).

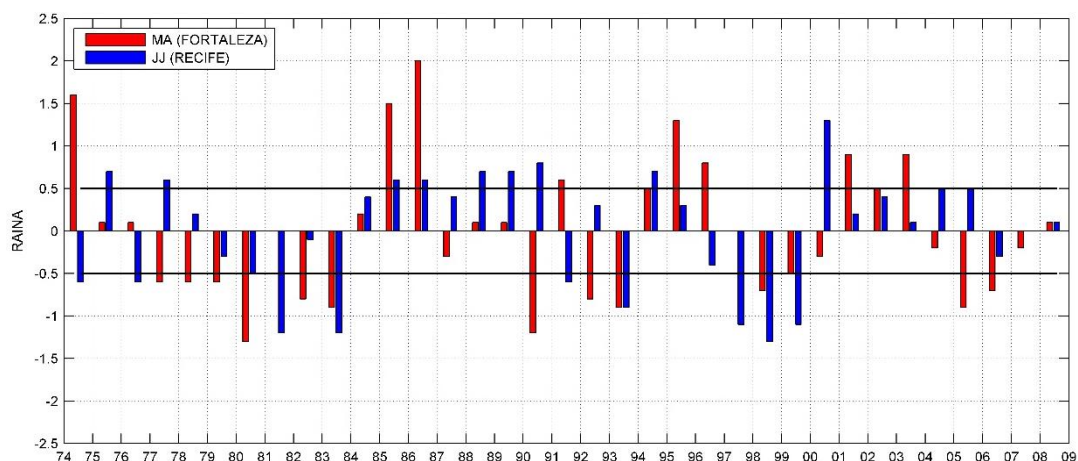


Figura 5.1. Diagrama de anomalias de precipitação (referenciadas por RAINIA para “RAIN Anomaly”) em Fortaleza (Março-Abril, barras vermelhas) e Recife (Junho-Julho, barras azuis). A tendência linear foi removida para todas as anomalias foram ainda normalizadas pelo respectivo desvio padrão (156 mm/mês, tanto para Fortaleza e Recife). O limite de +/-0,5 está indicado pelas linhas horizontais em negrito.

Ao longo do período de 35 anos, anomalias positivas de precipitação em Fortaleza apresentam um sinal de baixa frequência, com eventos positivos que duram 2 a 3 anos. Durante os seguintes períodos de 3 anos, ou seja, 1974-1976, 1984-1986, 1994-1996 e 2001-2003, anomalias positivas de precipitação foram observadas nessa região em Março-Abril. Esses períodos de 3 anos com anomalias positivas de precipitação foram geralmente compostos de 2 eventos fortes ($>0,5$), exceto para o período de 1974-1976, que experimentou apenas um evento forte ($RAINIA > 1,5$ em 1974). Dois outros grandes eventos de chuva com anomalias superiores a 1,5 foram observados em 1985 e 1986. Para anomalias negativas de precipitação em Fortaleza também observamos um sinal de baixa frequência; esses eventos negativos têm uma duração de 3 a 7 anos dentro do período de estudo. De 1977 a 1983, Fortaleza registrou um episódio mais seco durante qual 6 dos 7 anos mostraram fortes anomalias negativas de precipitação ($<-0,5$). Outros episódios secos foram observados durante os anos 1992-1993, 1998-2000 e 2005-2007.

Tabela 5.1: Anos correspondentes às anomalias positivas (em negrito) e negativas (negrito itálico) de precipitação, selecionados com um limite de +/- 0,5 em Fortaleza (Março-Abril, MA) e em Recife (Junho-Julho, JJ).

FORTALEZA		RECIFE	
Years	RAINA (MA)	Years	RAINA (JJ)
1974	+1,6	1974	-0,6
1975	+0,1	1975	+0,7
1976	+0,1	1976	-0,6
1977	-0,6	1977	+0,6
1978	-0,6	1978	+0,2
1979	-0,6	1979	-0,3
1980	-1,3	1980	-0,5
1981	0	1981	-1,2
1982	-0,8	1982	-0,1
1983	-0,9	1983	-1,2
1984	+0,2	1984	+0,4
1985	+1,5	1985	+0,6
1986	+2	1986	+0,6
1987	-0,3	1987	+0,4
1988	+0,1	1988	+0,7
1989	+0,1	1989	+0,7
1990	-1,2	1990	+0,8
1991	+0,6	1991	-0,6
1992	-0,8	1992	+0,3
1993	-0,9	1993	-0,9
1994	+0,5	1994	+0,7
1995	+1,3	1995	+0,3
1996	+0,8	1996	-0,4
1997	0	1997	-1,1
1998	-0,7	1998	-1,3
1999	-0,5	1999	-1,1
2000	-0,3	2000	+1,3
2001	+0,9	2001	+0,2
2002	+0,5	2002	+0,4
2003	+0,9	2003	+0,1
2004	-0,2	2004	+0,5
2005	-0,9	2005	+0,5
2006	-0,7	2006	-0,3
2007	-0,2	2007	0
2008	+0,1	2008	+0,1

Em Recife, a precipitação mostra longos períodos de anomalias positivas e negativas (Fig. 5.1, Tab. 5.1). De 1984 a 1990, 7 eventos positivos foram observados sobre essa região, com 5 anomalias superiores a 0,5 (1985, 1986, 1988, 1989 e 1990). Outro período de eventos positivos se estende de 2000 a 2005, com apenas um ano de anomalia superior a 0,5 (2000). A anomalia positiva observada durante o ano de 2000, ano corresponde a um evento forte de La Niña, aparece ser a mais elevada nessa região para o período de estudo. Longos períodos de anomalias negativas foram observados de 1979 até 1983 (5 anos) e de 1996 a 1999 (4 anos). O período mais seco em Recife foi observado entre 1997-1999, com três eventos exibindo fortes anomalias negativas ($<-1,0$).

Comparando-se os anos selecionados de eventos fortes em Fortaleza (20 eventos) e em Recife (18 eventos) 1974-2008, observamos que apenas 9 anos selecionados são comuns a ambos os locais, produzindo um conjunto de 29 ($= 20+18-9$) anos estudados (Tab. 5.1). Durante esses nove anos comuns, apenas 5 eventos têm o mesmo sinal: 2 anos (1985 e 1986) têm fortes anomalias positivas de precipitação, e 3 anos (1983, 1993 e 1998) têm fortes anomalias negativas de precipitação (Tab. 5.1). Para os outros 4 anos comuns de ocorrência eventos fortes (1974, 1977, 1990 e 1991), Fortaleza e Recife apresentaram eventos opostos (ou seja, episódio menos chuvoso em Fortaleza e episódio mais chuvoso em Recife e vice-versa). Dessa forma, podemos concluir que as respostas dos fortes eventos em Fortaleza e Recife para as interações oceano-atmosfera do Atlântico tropical são diferentes para 5/6 (24/29) dos casos. Essa constatação suporta a hipótese de que existem diferenças significativas nas respostas climáticas à dinâmica oceânica que influencia as chuvas de Fortaleza e de Recife, e por extrapolação, das regiões costeiras norte e leste do Nordeste.

Para analisar a influência potencial das variáveis do sistema oceano-atmosfera sobre a forte variabilidade da precipitação das zonas costeiras do NEB, foi realizada uma regressão linear entre as anomalias mensais interanuais de TSM (TSMA), PWS (PWSA), LHF (LHFA), HUM (HUMA) e as anomalias de precipitação (RAINA) para os 20 (Fortaleza) e 18 (Recife) anos

de forte variabilidade da precipitação acima selecionados (Tab.5.1). A análise destas diferentes correlações permitirá primeiramente verificar como essas variáveis contribuem à variabilidade da chuva ao longo da costa do NEB e também a interação entre as diferentes variáveis de estado.

Desde que as variáveis climáticas do sistema oceano-atmosfera no AT apresentam tendências lineares positivas bem marcadas desde os anos 1970 (ver Servain et al., 2014), essas tendências lineares foram removidas de todas as anomalias mensais que são calculadas, utilizando para tal a climatologia mensal do período 1974-2008. A remoção da tendência linear, potencialmente relacionada ao aquecimento global, permitirá ainda ressaltar os mecanismos climáticos do sistema oceano-atmosfera realmente responsáveis pela variabilidade das chuvas. As anomalias das variáveis climáticas foram calculadas para os 2 meses mais chuvosos da estação chuvosa de Fortaleza (MA) e Recife (JJ) e para as 4 séries de 2 meses anteriores, ou seja: FM, JF, DJ e ND para Fortaleza; e MJ, AM, MA e FM para Recife. As diferentes regressões são assim relacionadas a cada um dos cinco períodos de 2 meses acima indicados para os anos de fortes eventos da Tab.5.1 em Fortaleza (MA, FM, JF, DJ, ND) e Recife (JJ, MJ, AM, MA, FM).

Nos diferentes mapas apresentados nas seções a seguir foram consideradas apenas as regiões de coeficientes de correlação positiva (negativa) significativos com o nível de 95%, utilizando-se o teste t de Student, sendo os superiores a +0,5 (inferiores a -0,5) representadas em contornos cheios (tracejados).

5.1. O CASO DE FORTALEZA (NNEB)

A regressão linear em lag 0-mês (ou seja, em Março-Abril; MA) para os 20 anos de forte RAINA em Fortaleza e as variáveis do AT (Fig. 5.2, o painel inferior direito) exhibe inicialmente o padrão evidente do modo meridional para a TSM e PWS. Um coeficiente de regressão negativo e

significativo é observado com a TSM na maioria do ATN (maiores valores < -280 mm/mês/°C fora da foz do Rio Amazonas), com uma relação positiva e significativa (até 280 mm/mês/°C) observada em uma região zonal imediatamente ao sul do equador, estendendo-se de 25°W para o Golfo da Guiné (perto de 0°W). Tal padrão da TSM concorda com o impacto positivo do AMM (frio no Norte, quente no Sul) sobre a variabilidade da precipitação no NNEB, que é amplamente discutido na literatura [Moura et al., 1981; Servain, 1991]. No entanto, a presente análise indica ainda uma compreensão adicional dos processos dinâmicos remotos. De fato, nos meses antecedentes as chuvas sazonais em Fortaleza, a partir de Novembro-Dezembro (4 meses de atraso) para Março-Abril (zero mês de atraso ou lag-0), o padrão sul positivo da AMM se desenvolve gradualmente, enquanto o padrão norte negativo continua a ser bem organizado, principalmente no Noroeste do Atlântico Equatorial (NWEA), ao largo da costa de NNEB (Fig. 5.2). Enquanto isso, a partir dos 4 meses de atraso (ND) ao lag-0 (MA), uma forte perturbação meridional de vento se desenvolve (Fig. 5.2). Um intenso relaxamento gradual no equador dos alísios de sudeste para oeste e um fortalecimento gradual dos alísios de nordeste são observados a partir do atraso de 4 meses (ND) ao lag-0. Além disso, em associação com a formação subsequente desse AMM, verifica-se o estabelecimento do "Dipolo Meridional do Vento" (intensificação no HN, enfraquecimento no HS), 3-4 meses antes, que também se correlaciona com um excesso de precipitação no NNEB em Março-Abril. A NWEA, que apresenta anomalias negativas significativas com a TSM, de Dezembro-Janeiro até Março-Abril, será utilizada para testar as previsões da estação chuvosa no NNEB.

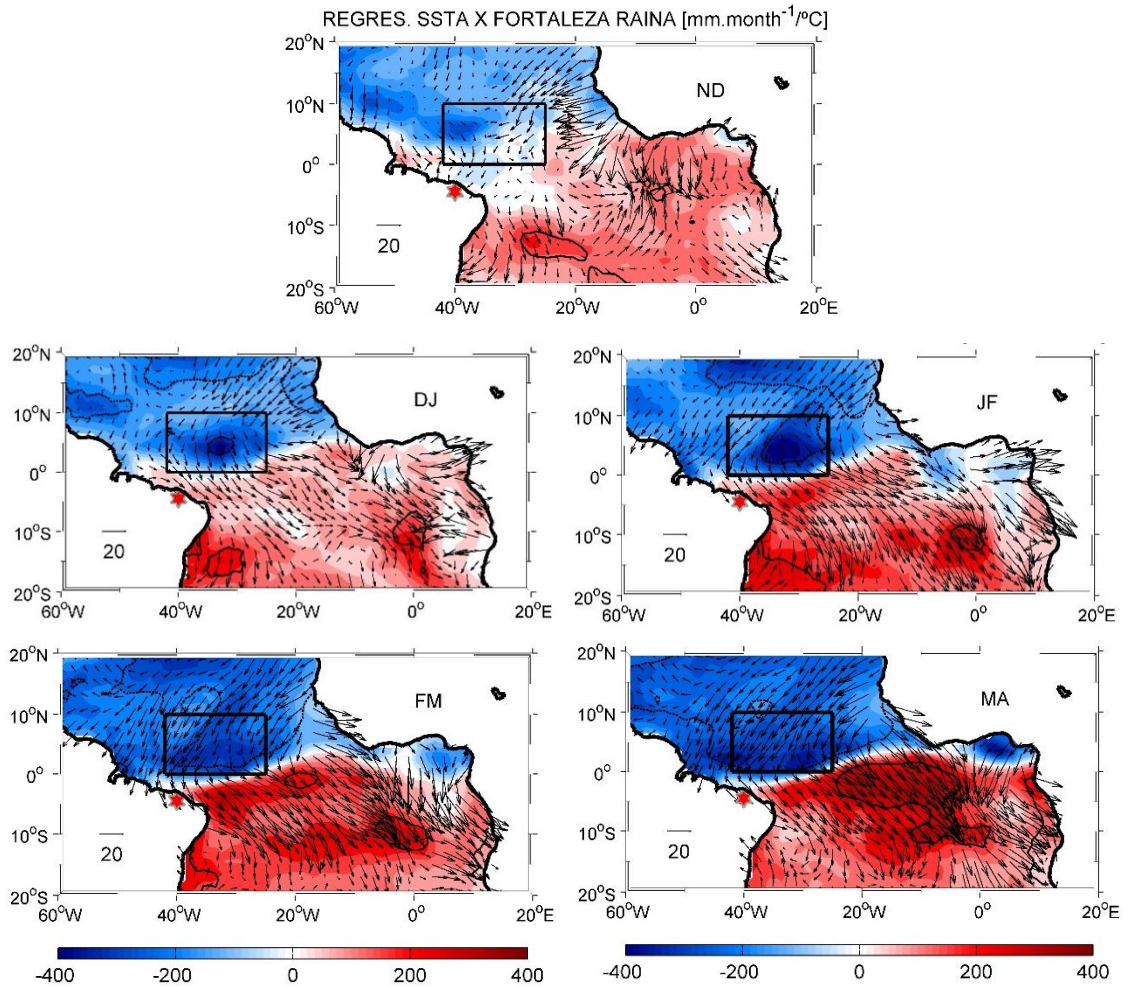


Figura 5.2. Distribuição de coeficientes de regressão linear defasados entre as anomalias interanuais de precipitação para anos muito chuvosos ($> 0,5$) e menos chuvosos ($< -0,5$) em Fortaleza-NNEB (estrela vermelha) em Março-Abril e as anomalias interanuais de TSM: em Março-Abril (MA, lag-0), em Fevereiro-Março (FM), Janeiro-Fevereiro (JF), Dezembro-Janeiro (DJ) e Novembro-Dezembro (ND, 4 meses antes) ($\text{mm.month}^{-1}/^{\circ}\text{C}$). Os vetores ($\text{mm.month}^{-1}/\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) representam regressão linear entre as anomalias interanuais de precipitação e anomalias interanuais do PWS (PWS_x e PWS_y). O nível de significância de 95% de correlação, de acordo com um teste t de Student (e maior do que 0,5), é desenhado com linha tracejada (negativo) e linha cheia (positivo) para TSMA. A caixa preta corresponde à área denominada NWEA (NWEA para “NorthWest Equatorial Atlantic”), e representa a área de variabilidade fortemente influente de TSM.

A mesma regressão, aplicada aos conjuntos de 2 meses considerados anteriormente, ou seja chuva de MA com o LHF (ND, DJ, JF, FM e MA) mostra uma situação similar de gradiente inter-hemisférico. Os coeficientes positivos correspondem a anomalias positivas de evaporação e coeficientes negativos a anomalias negativas da evaporação. São observados coeficientes de regressão significativamente positivos (cerca de 15 mm/mês/W/m²) no HN e negativos no HS para a chuva de Março-Abril com relação ao LHF de Março-Abril (lag-0) (Fig. 5.3). O maior coeficiente positivo é principalmente observado entre o equador e 10°N, da costa brasileira até 20°W, e o coeficiente negativo na região equatorial sul, indo da costa do NEB até 15°W e entre o equador e 15°S. Esse padrão suporta o fato de que o mecanismo Vento-Evaporação-TSM (WES) (Xie and Philander, 1994; Xie, 1996a) é responsável pela variabilidade de chuva no NNEB. Uma intensificação (enfraquecimento) do vento no HN (HS), associada a uma evaporação forte (fraca) e um resfriamento (aquecimento) da TSM no HN (HS) reforçando assim o estabelecimento da fase negativa do AMM, o que induz forte chuva no NNEB. O inverso é válido, ou seja, um enfraquecimento (intensificação) dos ventos alísios de nordeste (sudeste), associada a uma evaporação fraca (forte) e um aquecimento (resfriamento) da TSM no HN (HS) é relacionado com menos chuva no NNEB.

Olhando para as regressões dos meses anteriores ao núcleo da estação chuvosa do NNEB notamos que o coeficiente positivo permanece no HN de Dezembro-Janeiro até Março-Abril, exceto na sua parte leste, perto da costa Africana, onde a TSM é geralmente baixa (Fig.5.3, ND, DJ, JF, FM e MA). O maior coeficiente positivo no ATN é observado na região destacada por um retângulo negro nas Figs. 5.2 e 5.3, denominada de “Noroeste do Atlântico Equatorial” - NWEA (NWEA para “NorthWest Equatorial Atlantic”), se mantendo elevado de Dezembro-Janeiro até Março-Abril.

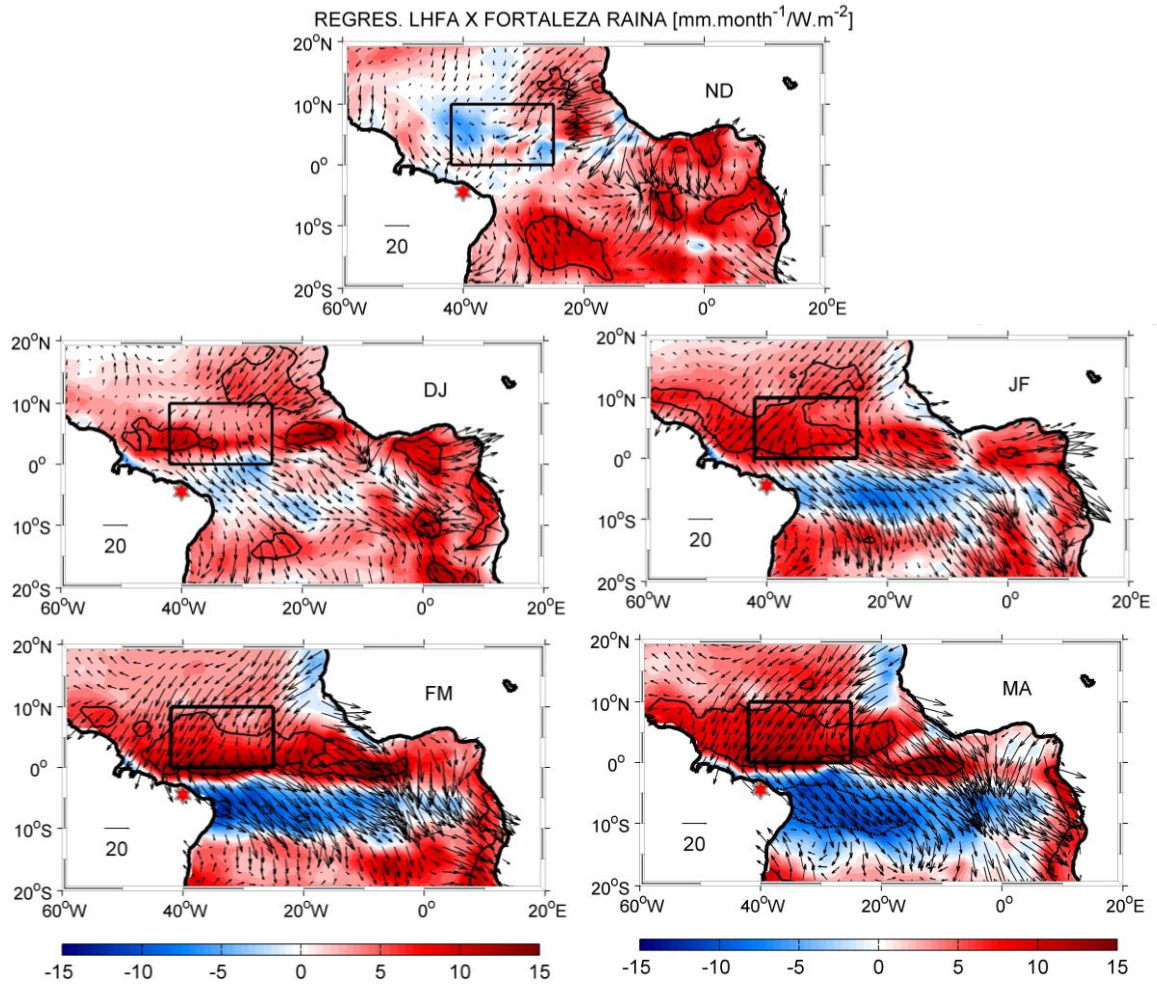


Figura 5.3. Mesma legenda da Fig.5.2, mas para as anomalias de fluxo de calor latente (LHFA) ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMa). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais evaporação.

A partir de Dezembro-Janeiro na Fig. 5.3 o coeficiente negativo no HS começa sua formação logo ao sul do equador (entre 0°-10°S), perto da costa do NEB, antes de se expandir para leste até alcançar a parte leste da bacia (~10°E) em Março-Abril. Essa evolução indica que a resposta do LHF no ATS a uma anomalia positiva dos alísios de nordeste começa com uma anomalia negativa do LHF na região equatorial sul adjacente à costa do NEB. Isto sugere que o enfraquecimento dos alísios de sudeste na parte oeste da bacia equatorial em Dezembro-Janeiro (em resposta à

intensificação dos alísios de nordeste) gera uma anomalia negativa de LHF e uma anomalia positiva de TSM nessa região (“feedback” WES), o que teria como efeito a manutenção do gradiente inter-hemisférico. Especificamente, uma intensificação dos alísios de nordeste, associada a uma anomalia positiva de evaporação e uma anomalia negativa de TSM na NWEA em Dezembro-Janeiro, induz uma diferença de pressão entre o HN (alta pressão) e o HS (baixa pressão). Essa configuração tem como consequência o fortalecimento dos alísios de nordeste, o enfraquecimento dos alísios de sudeste e um deslocamento mais para o sul da ZCIT (carregada de umidade) à medida que evoluímos para Março-Abril. Isto mostra outra vez a importância da região NWEA no estabelecimento do AMM (através do “feedback” WES), que influencia a grande variabilidade da chuva do NNEB.

A Fig. 5.4 apresenta a regressão linear das anomalias de chuva de Fortaleza (MA) com as anomalias de umidade específica do ar a 2m (HUMA), considerando os mesmos conjuntos de 2 meses definidos anteriormente. Um coeficiente de regressão positivo indica uma anomalia positiva de umidade e um coeficiente negativo uma anomalia negativa de umidade. A distribuição espacial do coeficiente de regressão para o lag-0 (chuva em MA com HUMA em MA) apresenta uma situação similar ao dipolo, ou seja, negativo no HN e positivo no HS, mas nesse caso a distribuição não é simétrica em relação ao equador. O coeficiente negativo observado se estende de 20°N até 6°-7°S e é significativo (95%) na quase totalidade norte da bacia tropical. No HS o coeficiente é positivo de 7°S até 20°S. Esse coeficiente é significativo numa pequena área na parte leste da bacia centrada em 0°E e 10°S (Fig.5.4). O limite zonal (~6°S) que separa os coeficientes positivos (HS) dos coeficientes negativos (HN) coincide mais ou menos com a extensão sul da área de forte chuva influenciada pela ZCIT em Março-Abril (Kushnir et al., 2006). A comparação da distribuição dos coeficientes de regressão obtidos para LHFA (positivo no HN e negativo no HS) e HUMA (negativo no HN e positivo no HS) para os meses de MA (Fig.5.3 e Fig.5.4) mostra que forte chuva em Fortaleza é relacionada a

uma grande evaporação e à existência de um ar (a 2m) menos úmido no HN. Isto sugere que o excesso de evaporação no HN durante anos mais chuvosos em Fortaleza não é relacionado com anomalia positiva de umidade do ar verificado nesta região.

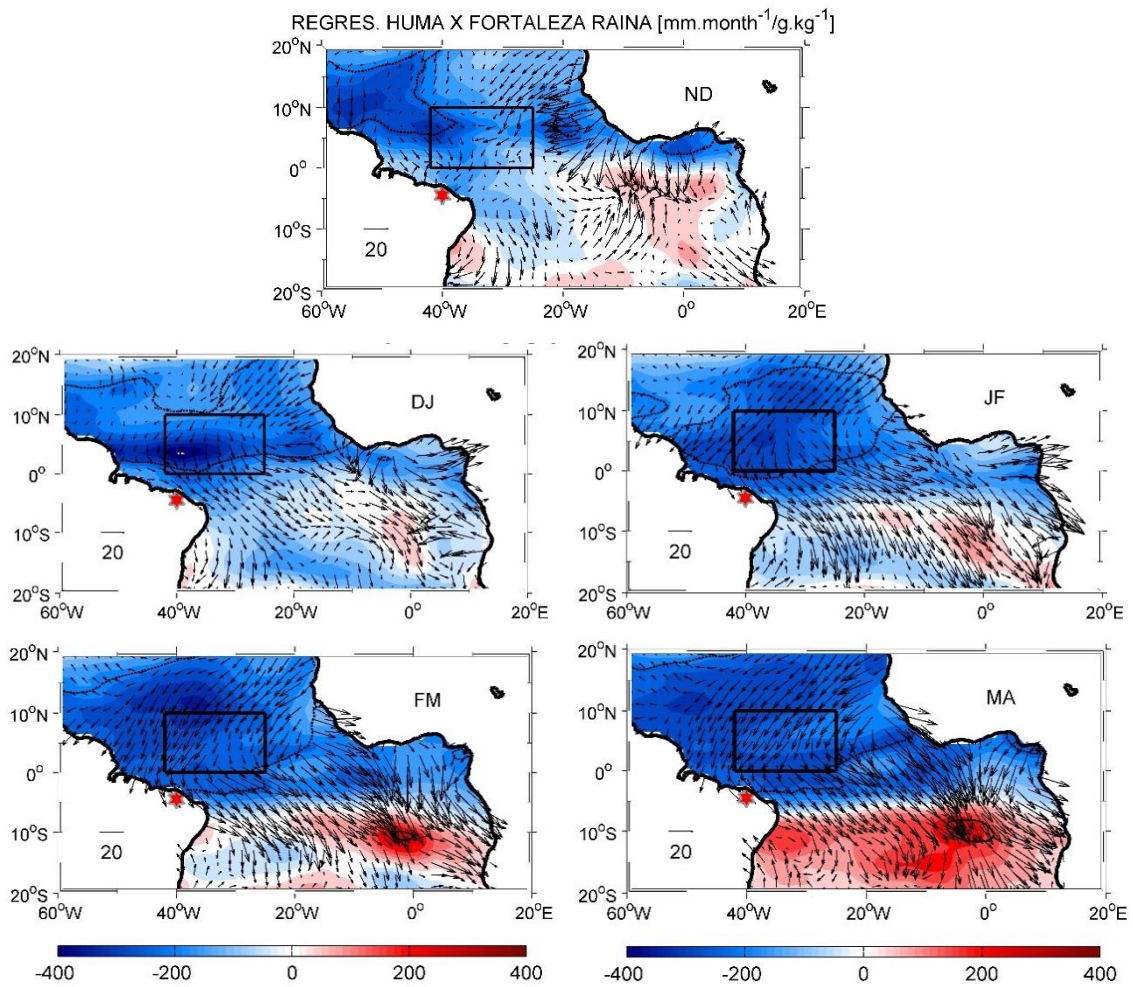


Figura 5.4. Mesma legenda da Fig.5.2, mas para as anomalias de umidade específica do ar a 2m (HUMA), ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais umidade no ar.

A Fig. 5.5 a seguir apresenta o coeficiente de correlação da diferença de umidade entre a superfície do oceano e o ar ($\Delta q(\text{surf-air})$, em MA) e a chuva de Fortaleza em Março-Abril. A partir dessa figura percebe-se um coeficiente de correlação fortemente positivo no Atlântico equatorial sul

(0°-6°S), entre 0°-10°N ao longo da costa da América do Sul e ao longo da costa Africana no HS. Essa observação suporta a hipótese de que a intensificação dos alísios de nordeste e o enfraquecimento dos alísios de sudeste são fortemente responsáveis pelas anomalias positiva e negativa de evaporação observadas nos HN e HS respectivamente. Convém notar que o forte coeficiente positivo obtido na região NWEA e ao longo da costa do NNEB para o LHFA em Março-Abril parece relacionado tanto com anomalia positiva de vento nordeste quanto com anomalia positiva de Δq (Figs. 5.4 e 5.5).

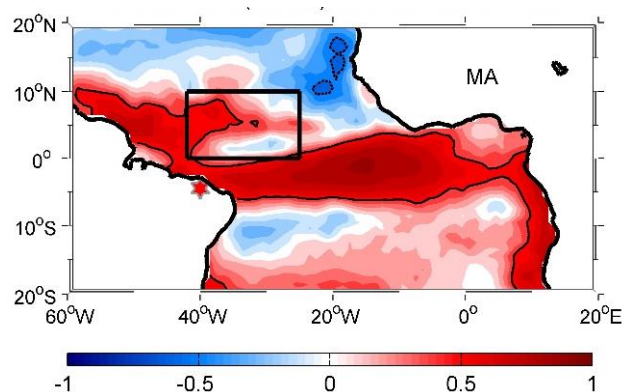


Figura 5.5. Distribuição de coeficientes de correlação linear (1974-2008) entre as anomalias interanuais de precipitação em Fortaleza-NNEB (estrela vermelha) em Março-Abril (MA), e as anomalias interanuais de Δq (surf-air) também em Março-Abril (lag-0).

Observando as regressões das anomalias de chuva com a HUMA para os meses anteriores a Março-Abril podemos verificar que o coeficiente de regressão é negativo sobre a maior parte da bacia, de Novembro-Dezembro até Janeiro-Fevereiro, exceto numa pequena porção oceânica localizada a leste do Atlântico equatorial sul. O coeficiente negativo observado é também elevado na grande parte do HN, de Dezembro-Janeiro até Março-Abril. O limite sul desse coeficiente negativo apresenta um deslocamento latitudinal indo mais ou menos da linha do equador em Dezembro-Janeiro até 4°S em Março-Abril. A presença de anomalia negativa de HUM no HN, principalmente na região equatorial, suporta o

fato que a forte convecção atmosférica na ZCIT, associada a uma fase negativa do AMM, é responsável pelas chuvas fortes que caem sobre Fortaleza (NNEB).

5.2. O CASO DE RECIFE (ENEB)

Uma análise de regressão semelhante entre as anomalias das variáveis do sistema oceano-atmosfera e as anomalias de precipitação foi realizada para Recife (ENEB), com defasagens que variam de 4 meses (ou seja, Fevereiro-Março) até zero mês ou lag-0 (ou seja, Junho-Julho). Neste caso para os 18 anos de grande variabilidade de chuva (Tab. 5.1).

Embora o modo meridional de TSM seja mais fraco em intensidade, ele aparece também aqui, com uma correlação negativa no ATN e uma correlação positiva no ATS, que aparece mais durante os meses de Fevereiro-Março até Abril-Maio (Fig. 5.6). De Maio-Junho para Junho-Julho, período que corresponde ao deslocamento da ZCIT para sua posição mais ao norte, a configuração do AMM é menos estabelecida devido ao aparecimento de coeficiente nulo ou negativo na região da ACT e ao longo da costa Africana no HS. Durante esse mesmo período, notamos o destacamento de uma área de coeficiente positivo para o HN, mais ou menos na posição da ZCIT. Essa evolução é coerente com o fato que o núcleo da estação chuvosa em Recife é observado durante o deslocamento para o norte da ZCIT.

A particularidade do caso das chuvas em Recife (ENEB) é que neste caso nós encontramos na Fig. 5.6 um núcleo de coeficientes positivos significativos (até 210 mm/mês/°C) no ATS, na parte leste da bacia (15°-0°W e 10°-20°S), em Fevereiro-Março (4 meses antes). Com base na análise de regressão, a partir do desfasagem de 4 meses a zero mês (lag-0), o núcleo de coeficiente positiva forte (95% de nível significância) mostra uma propagação para noroeste. De fato, verifica-se que esse sinal se propaga desde a parte oriental do ATS (em Fevereiro-Março) até alcançar a costa do ENEB (5°-15°S) (em Junho-Julho).

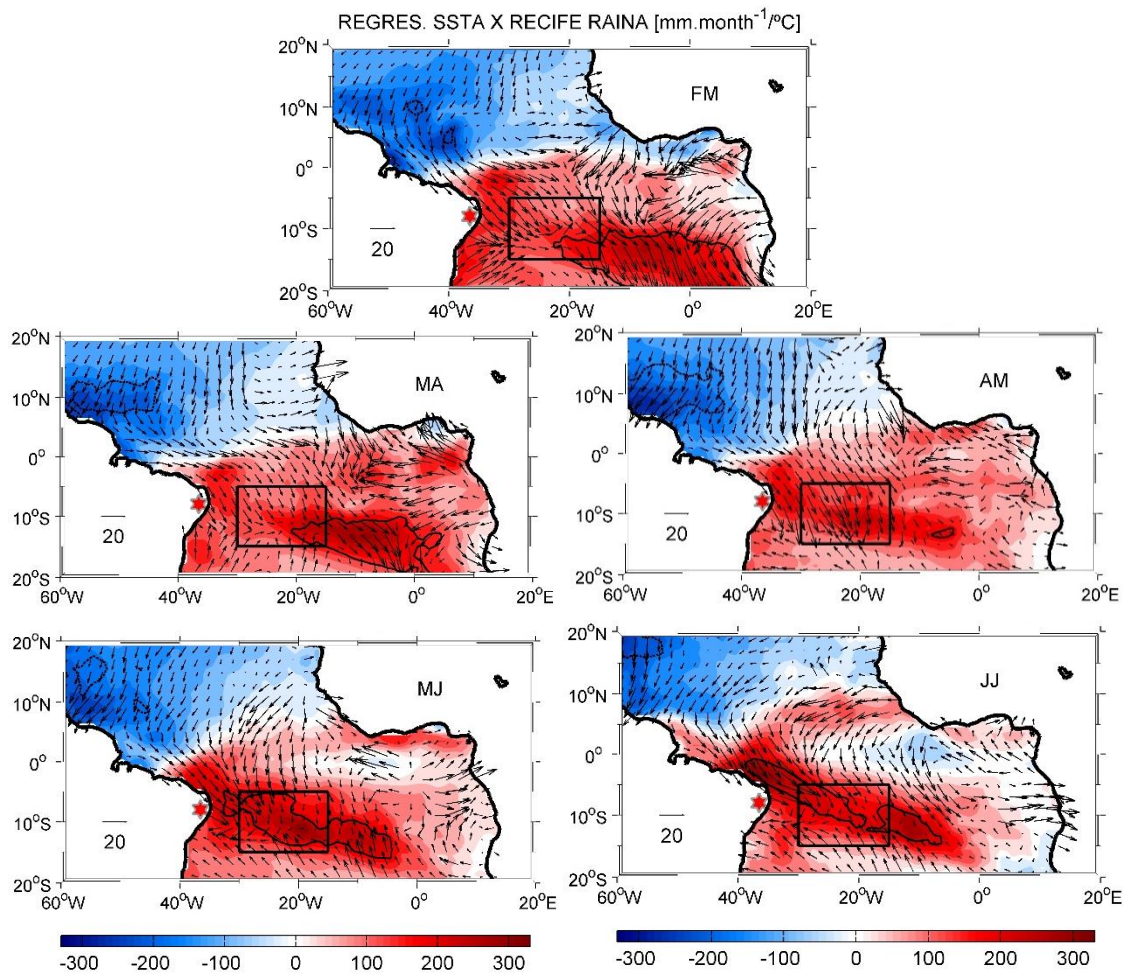


Figura 5.6. Distribuição de coeficientes de regressão linear defasada entre as anomalias interanuais de precipitação para anos muito chuvosos ($> 0,5$) e menos chuvosos ($< -0,5$) em Recife-ENEB (estrela vermelha) em Junho-Julho e as anomalias de TSM interanuais em: Junho-Julho (JJ, lag-0), Maio-Junho (MJ), Abril-Maio (AM), Março-Abril (MA) e Fevereiro-Março (FM) (4 meses antes) ($\text{mm.month}^{-1}/^{\circ}\text{C}$). Os vetores ($\text{mm.month}^{-1}/\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) representam regressão linear entre as anomalias de precipitação interanual e as anomalias de PWS (PWSx e PWSy). O nível de significância de 95% de correlação, de acordo com um teste t de Student (e maior do que 0,5), é desenhado com linha tracejada (negativo) e linha cheia (positivo) para TSMA. A caixa preta corresponde à área denominada SAWP (SAWP para “SouthWestern Atlantic Warm Pool”), e representa a área de variabilidade fortemente influente de TSM.

A Fig. 5.6 indica um fortalecimento progressivo (de 4 meses antes até lag-0) e anormal do vento sudeste sobre a água quente na bacia tropical sudoeste algumas semanas antes da estação chuvosa do ENEB. A propagação para noroeste da correlação significativa obtida com anomalias de TSM e também observada na Fig. 5.6 (de Fevereiro-Março para Junho-Julho) segue ainda o mesmo caminho do fluxo para o oeste do ramo sul da corrente Sul Equatorial (sSEC), que é localizada entre 10°S e 25°S [Stramma, 1991]. A velocidade estimada a partir do deslocamento do limite ocidental da área de correlação significativa de 20°W (FM) para a costa do ENEB é de ~0,15 m/s (ao longo dos 4 meses, entre Fevereiro-Março e Junho-Julho). Essa velocidade é comparável com a velocidade média da corrente sSEC ao sul de 10°S no AT, que foi estimada como ~0,15 m/s por Richardson e McKee (1984) e ~0,10 m/s por Stramma (1991). Próximo à costa brasileira, a sSEC bifurca entre 13°S e 17°S, gerando para sul a Corrente do Brasil (BC) e para o norte o sistema NBUC-NBC, que transporta a água quente do ATS para o HN (Schott, 1998; Rodrigues et al., 2007; Silva et al., 2009). A correlação positiva entre TSMA e as chuvas do ENEB (Fig. 5.6), ao longo da costa do NEB, em Junho-Julho (lag-0), suporta o transporte de calor para o HN pelo sistema NBUC-NBC, que é extensivamente documentado na literatura [Stramma, 1991; Schott, 1998; Stramma et al., 2003].

A regressão linear entre as anomalias de chuva de Junho-Julho em Recife (ENEB) e o LHFA, para os mesmos conjuntos de meses (Fevereiro-Março, Março-Abril, Abril-Maio, Maio-Junho e Junho-Julho) é apresentada na Fig.5.7. A estrutura espacial obtida para o lag-0 (JJ) é mais complexa e apresenta globalmente 4 regiões distintas e estendidas de leste para oeste: 2 regiões de coeficiente positivo entre 20°-10°S e 5°-12°N e 2 regiões de coeficiente negativo, delimitadas por 10°S-5°N e 12°-20°N. A região com coeficiente de correlação positivo e significativo (>+0,5) no HS é globalmente situada ao sudeste da SAWP e é limitada entre 14°-19°S e 5°-20°W. O coeficiente positivo observado nessa região é relacionado com alta evaporação resultante do fortalecimento dos alísios de sudeste durante

esse período do ano. De Fevereiro-Março para Junho-Julho podemos anotar uma evolução espacial dessa região de coeficiente positivo globalmente orientada para noroeste. No HN, o grande coeficiente positivo mencionado é globalmente localizado na região correspondente a coeficiente positivo registrado para a regressão de chuva com TSM para o mesmo período. A regressão dos meses anteriores mostra que essa área de coeficiente positivo exibe um deslocamento latitudinal com uma posição mais ao sul (perto do equador) em Fevereiro-Março e mais ao norte em Junho-Julho. Essa evolução segue globalmente o deslocamento latitudinal da ZCIT no AT.

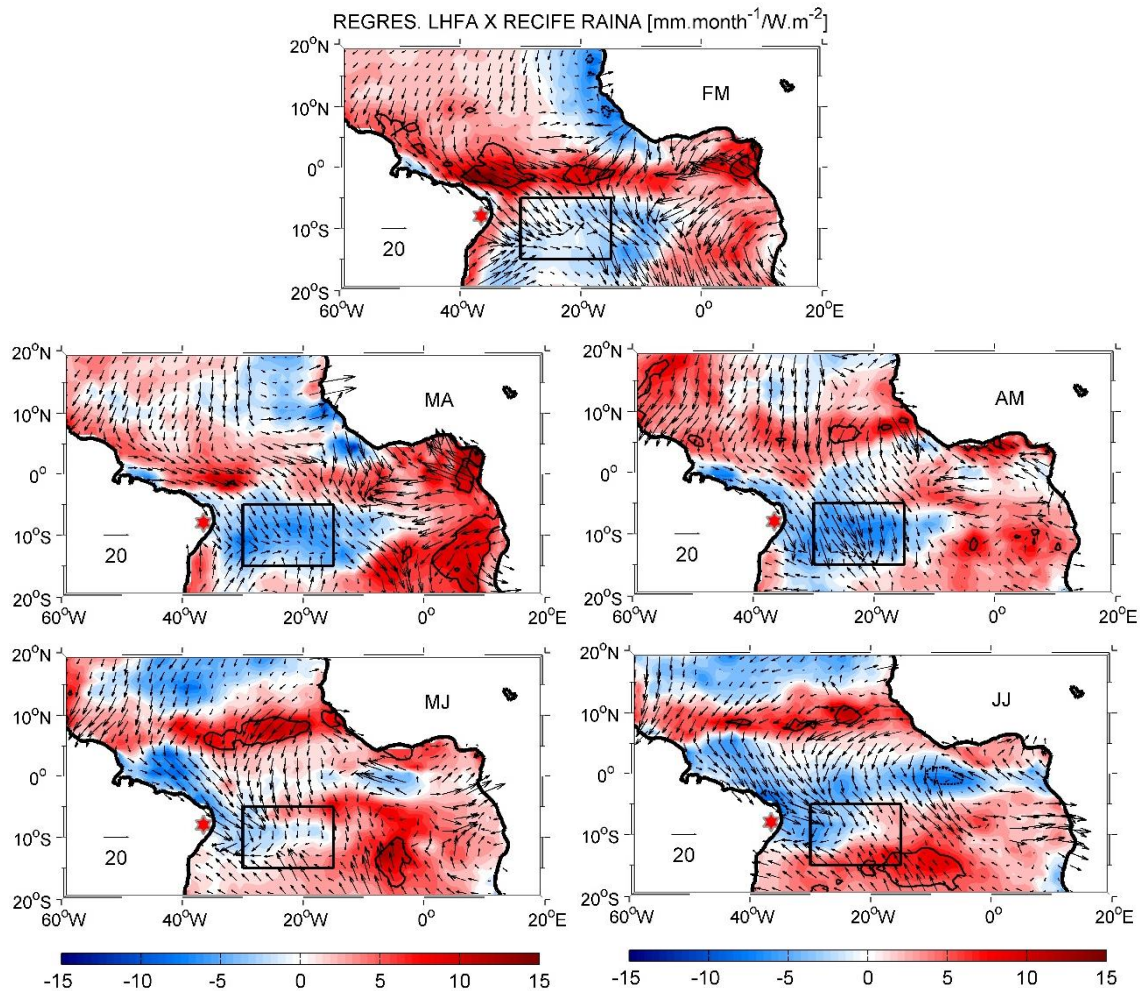


Figura 5.7. Mesma legenda da Fig.5.6, mas para as anomalias de fluxo de calor latente (LHFA) ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMa). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais evaporação.

A correlação negativa obtida na região equatorial para o lag-0 na Fig. 5.7 é, por sua vez, devida aos alísios de sudeste anormalmente fracos observados nessa área durante eventos de forte chuva no ENEB. Essa área de coeficiente negativo, inicialmente localizada entre 7°-20°S, apresenta também um deslocamento meridional de Fevereiro-Março para Junho-Julho (10°S-5°N), seguindo a evolução da região de anomalia negativa de vento de sudeste. Nessa situação é importante anotar que a região de SAWP, caracterizada por coeficiente de correlação positivo entre a chuva em Recife (JJ) e a TSMA (FM, MA, AM, MJ e JJ), exibe aqui um coeficiente de correlação negativo de FM para MJ para o LHFA. Analisando a estrutura espacial das regressões das anomalias de chuva em Recife (JJ) com o vento, a TSMA e o LHFA (FM, MA, AM, MJ, JJ) (Figuras 5.6 e 5.7), podemos deduzir que a ocorrência de chuva forte em Junho-Julho no ENEB não exibe uma influência do tipo mecanismo WES, como foi observado para o caso de Fortaleza-NNEB. Apesar de mostrar uma situação similar ao modo inter-hemisférico de TSM, as fortes chuvas do ENEB que ocorrem em Junho-Julho parecem estar mais relacionadas à dinâmica do oceano ATS.

A Fig. 5.8 apresenta a regressão linear entre as anomalias de chuva de Junho-Julho em Recife e as anomalias de umidade específica do ar a 2m (FM, MA, AM, MJ, JJ). Neste caso, a distribuição espacial do coeficiente de regressão para o lag-0 (JJ) é marcada por uma situação parecida àquela obtida com a TSMA, com coeficiente globalmente negativo no HN e positivo no HS. O coeficiente de correlação negativo no HN é forte na região centrada em 5°N, mais ou menos ao longo da posição da ZCIT, com valores maiores (>+0,5) no extremo oeste da bacia equatorial, próximo à desembocadura do Rio Amazonas. Esse padrão no HN é diferente da situação observada com a TSMA para o mesmo período do ano (JJ) (Fig. 5.8). Isto é consistente com o coeficiente negativo registrado ao longo da posição da ZCIT no caso de Fortaleza. A evolução ao longo do tempo (de FM para JJ) mostra uma região de maior correlação negativa e situada na

parte oeste da bacia, entre 5°-15°N, que desaparece ao longo do tempo à medida que nós chegamos em Junho-Julho.

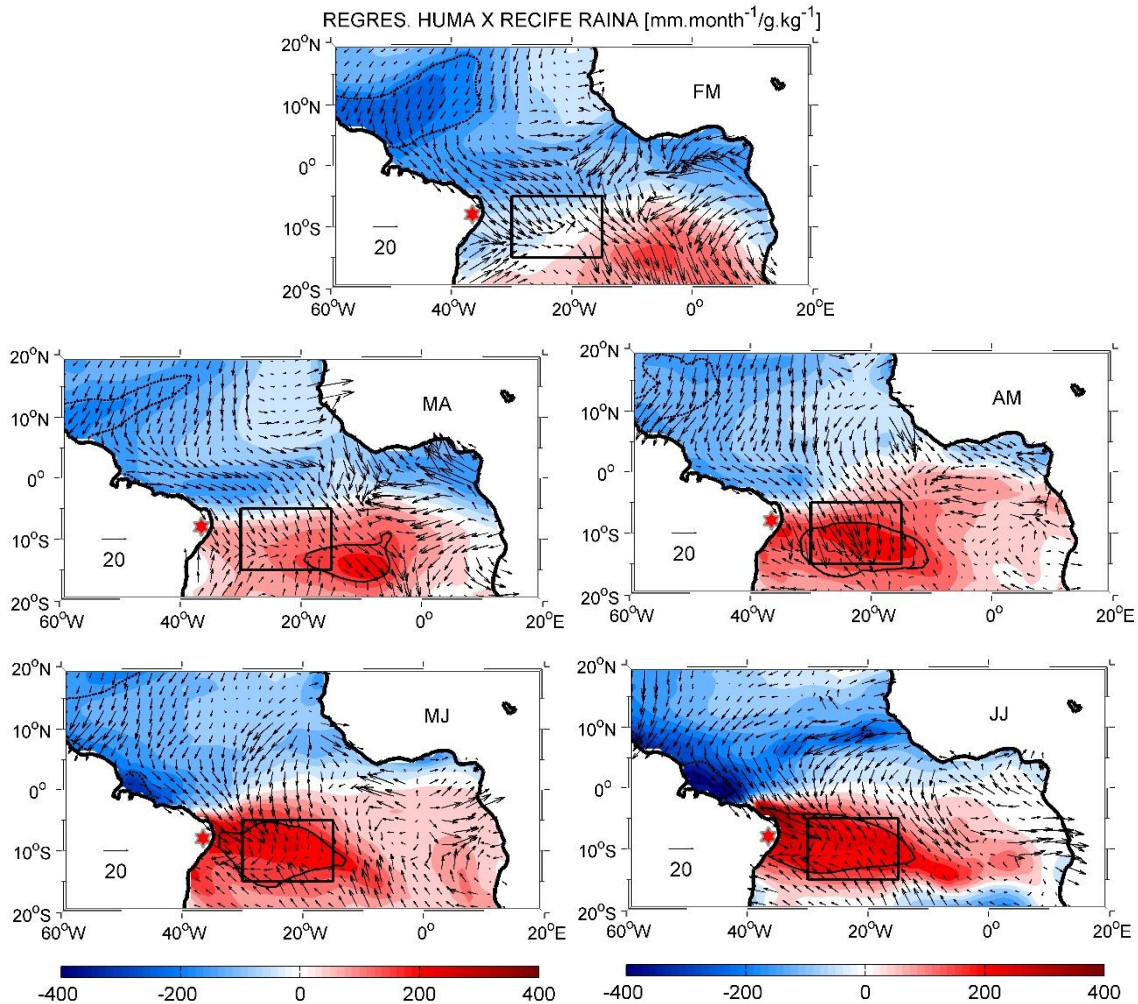


Figura 5.8. Mesma legenda da Fig.5.6, mas para as anomalias de umidade específica do ar a 2m (HUMA), ao invés de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMA). Neste caso, o coeficiente de regressão linear positivo indica mais umidade no ar.

No HS, o coeficiente positivo observado em Junho-Julho é limitado entre 3°-18°S e se estende praticamente da costa do Brasil para 10°E. A região com valores mais elevados (correlação significativo e $>+0,5$) é mais confinada na parte oeste da bacia, entre a costa do ENEB e 15°W, e particularmente na região da SAWP. Essa localização de alto coeficiente

positivo corresponde aproximadamente à região de maior correlação positiva anotada para a TSMA no mesmo período. A área de maior coeficiente positivo ($>+0.5$) segue globalmente o mesmo caminho observado para a TSMA, de FM para JJ, ou seja, um deslocamento de direção noroeste, desde a parte leste do ATS até a costa do ENEB ao longo do trajeto da sSEC. Tal configuração é compatível com a hipótese da influência da dinâmica do ATS, através da sSEC, sobre a variabilidade do regime de chuva no ENEB. Durante situações precidas à fase negativa do AMM, ou seja, ATS anormalmente quente, a sSEC participa do transporte de umidade de leste da bacia até a costa do ENEB, causando forte chuva nessa região, principalmente em Junho-Julho. Os alísios de sudeste, cujo componente zonal é predominante no setor oeste da bacia, contribuem ao transporte do excesso de umidade do ar do oceano para o continente adjacente.

A análise de correlação entre as anomalias de chuva (JJ) e a diferença de umidade entre a superfície do mar e a do ar em JJ ($\Delta q(\text{surf-air})$) (Fig. 5.9) sugere que o coeficiente negativo previamente obtido na SAWP (perto da costa) para o LHFA (Fig.5.7) está mais relacionado com a diferença de umidade (Δq) do que com o vento. Sendo o LHF dependente do vento e da diferença de umidade Δq , um vento forte associado a um valor muito baixo de Δq pode ser relacionado com baixa evaporação, como no caso observado na SAWP em Junho-Julho. O coeficiente positivo obtido no HN, entre 0° - 10°N , é compatível com o deslocamento da ZCIT para o norte em Junho-Julho. A SAWP, que apresenta uma inversão da anomalia do vento e uma correlação positiva com a TSM e a umidade do ar, de Fevereiro-Março até Junho-Julho, será utilizada para testar as previsões da estação chuvosa no ENEB.

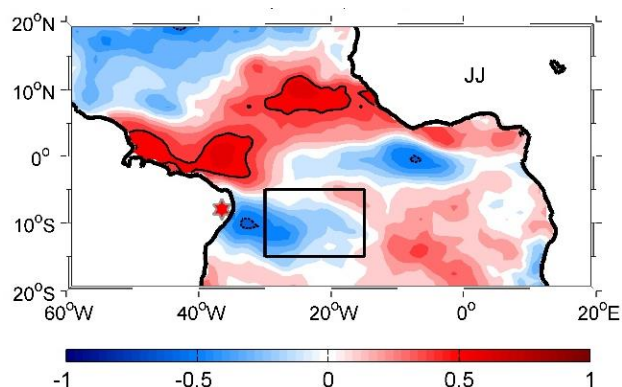


Figura 5.9. Distribuição de coeficientes de correlação linear (1974-2008) entre as anomalias interanuais de precipitação em Recife-ENEB (estrela vermelha) em Junho-Julho, e as anomalias interanuais de $\Delta q(\text{surf-air})$ também em Junho-Julho (lag-0).

Para ressaltar a contribuição do ramo sul da corrente sul equatorial (sSEC) no armazenamento de calor na fronteira oeste do ATS, a Fig. 5.10 traz os Diagramas de Hövmöller (longitude-tempo) para a taxa de armazenamento de calor na camada de mistura (Fig. 5.10a), o fluxo líquido de calor na superfície – Q_{net} (Fig. 5.10b) e para a advecção horizontal de calor usando correntes superficiais de OSCAR (Fig. 5.10c), no período 1993-2008 escolhido devido à disponibilidade dos dados de correntes. Para se focar nos períodos de ganho e de perda de calor na ILD a média espacial anual foi removida antes de fazer a média entre 5°-15°S que corresponde globalmente à faixa de latitude de propagação de calor para oeste observada. A taxa de armazenamento de calor nessa região exibe um ciclo anual com duas fases bem definidas: uma fase positiva, que se estende de Setembro a Março-Abril; e uma fase negativa, de Abril a Agosto (Fig. 5.10.a). A fase positiva (negativa) corresponde ao período de ganho (perda) de energia na camada de mistura do oceano. O máximo da fase positiva ($\sim 75 \text{ W/m}^2$) é observado na parte central da bacia, entre 20°-0°W, em Janeiro-Fevereiro, e o mínimo da fase negativa ($\sim -100 \text{ W/m}^2$) ocorre em Junho-Julho no centro da bacia. A evolução do fluxo total de calor na superfície mostra uma grande semelhança com a da taxa de armazenamento de calor, ou seja, uma fase positiva e uma fase negativa,

mas com intensidade ou pouco menor para os mesmos períodos (Fig. 5.10.b). A advecção horizontal nessa mesma região apresenta também duas fases bem definidas: uma fase positiva ($\sim 15 \text{ W/m}^2$) e uma fase negativa ($\sim -15 \text{ W/m}^2$), mas com intensidade baixa em relação ao fluxo total na superfície (Fig. 5.9.c). Essa observação confirma os resultados de estudos anteriores (Yu et al., 2006; Foltz et al., 2006; Silva et al., 2008), que indicaram que a variabilidade da TSM no ATS é principalmente dominada pelo fluxo total na superfície.

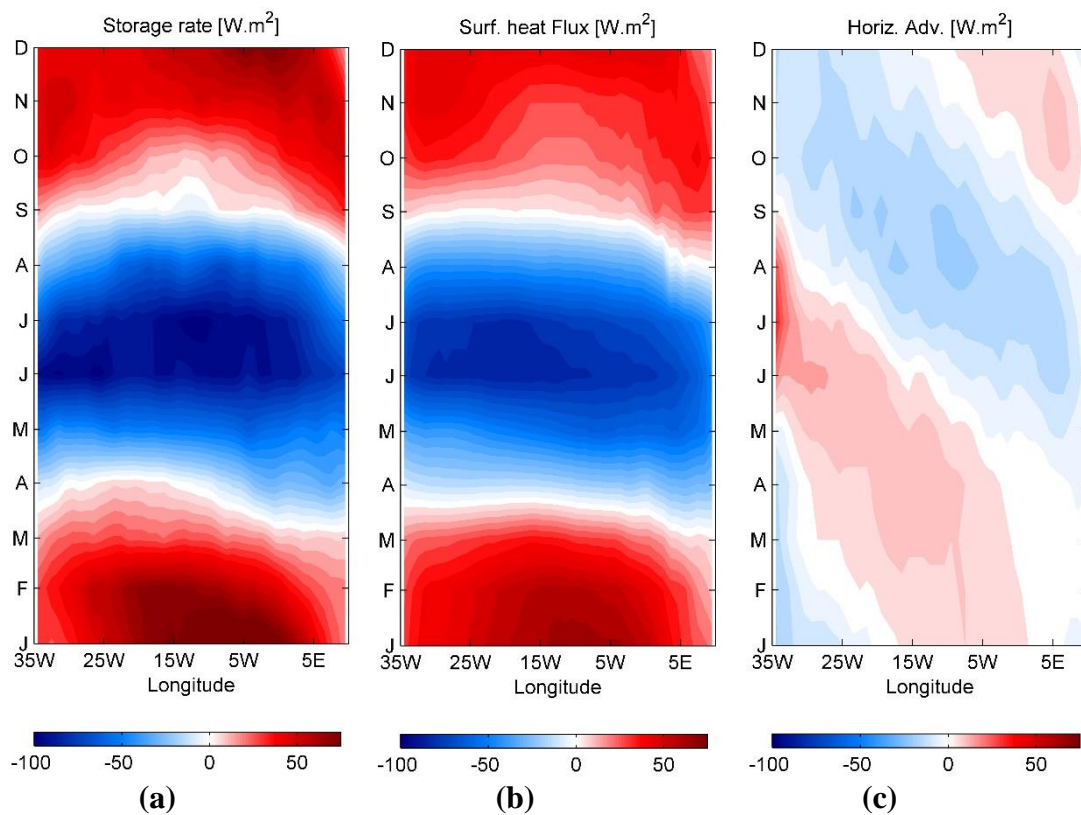


Figura 5.10. Diagramas de Hövmöller (longitude-tempo) da média entre 5° - 15°S para o período 1993-2008 para: a) taxa de armazenamento de calor (W/m^2); b) Q_{net} (W/m^2); e c) advecção horizontal (W/m^2). A média anual espacial foi removida antes de fazer a média entre 5° - 15°S . Valores negativos indicam fases de aporte reduzido de calor (resfriamento) e valores positivos correspondem aos períodos de aporte de mais calor (aquecimento) para o oceano.

Convém destacar, entretanto, que a advecção horizontal é correlacionada negativamente com o fluxo líquido de calor na superfície,

ou seja, a fase positiva (negativa) da advecção horizontal é observada principalmente durante a fase negativa (positiva) do fluxo líquido de calor e do Q_{net} . Além disto, verificamos que a contribuição da advecção horizontal ao balanço de calor apresenta uma propagação de leste da bacia para oeste da bacia (para a costa do ENEB). A fase positiva começa no início do ano na parte leste da bacia e se propaga com uma velocidade estimada como cerca de 0,15m/s até a costa do ENEB. O máximo da fase positiva é obtido entre Junho e Agosto, perto da costa do ENEB, período que coincide com a intensificação da SEC no Atlântico equatorial sul (Fig. 4.3) e o núcleo do período chuvoso em Recife. Isto é bem compatível com a propagação para oeste do coeficiente de correlação positivo entre a TSMA (HUMA) e a chuva de Recife observado previamente, reforçando a hipótese da influência do transporte de calor pelo ramo sul da Corrente Sul Equatorial e de sua influência indireta na chuva de Junho-Julho no ENEB.

No Capítulo seguinte iremos examinar com mais detalhes duas áreas oceânicas que se mostraram correlacionadas com as estações chuvosas verificadas nas porções costeiras norte (NNEB) e leste (ENEB) do Nordeste brasileiro.

Capítulo 6

Elementos de previsão climática a partir de regiões oceânicas chave

O objetivo principal deste trabalho é identificar os padrões iniciais das variáveis do sistema oceano-atmosfera no AT que possam ser utilizados na previsão da forte variabilidade de chuva ao longo da região costeira do Nordeste do Brasil. Neste Capítulo pretende-se identificar elementos capazes de fornecer uma maior confiabilidade na predição de eventos extremos de precipitação nas regiões costeiras norte e leste do Nordeste. A pesquisa se dará a partir do acompanhamento da evolução das variáveis do sistema oceano-atmosfera em sub-regiões oceânicas adjacentes a NNEB e ENEB que se mostraram, a partir das análises anteriores, relacionadas à forte variabilidade da chuva. No caso de Fortaleza-NNEB, destaca-se a região “Noroeste do Atlântico Equatorial” - NWEA, 0°-10°N e 25°-40°W. Para o caso de Recife-ENEB, os resultados anteriores indicaram que os padrões de chuvas fortes estão associados à região da “Piscina Quente do Atlântico Sudoeste” – SAWP, delimitada por 5°-15°S e 15°-30°W.

6.1. O CASO DE FORTALEZA (NNEB)

No caso de Fortaleza, a NWEA é considerada como potencial indicadora de previsão de chuvas porque essa região apresenta fortes correlações negativas de TSM e de vento de superfície com a chuva do NNEB a partir de Dezembro-Janeiro até Março-Abril.

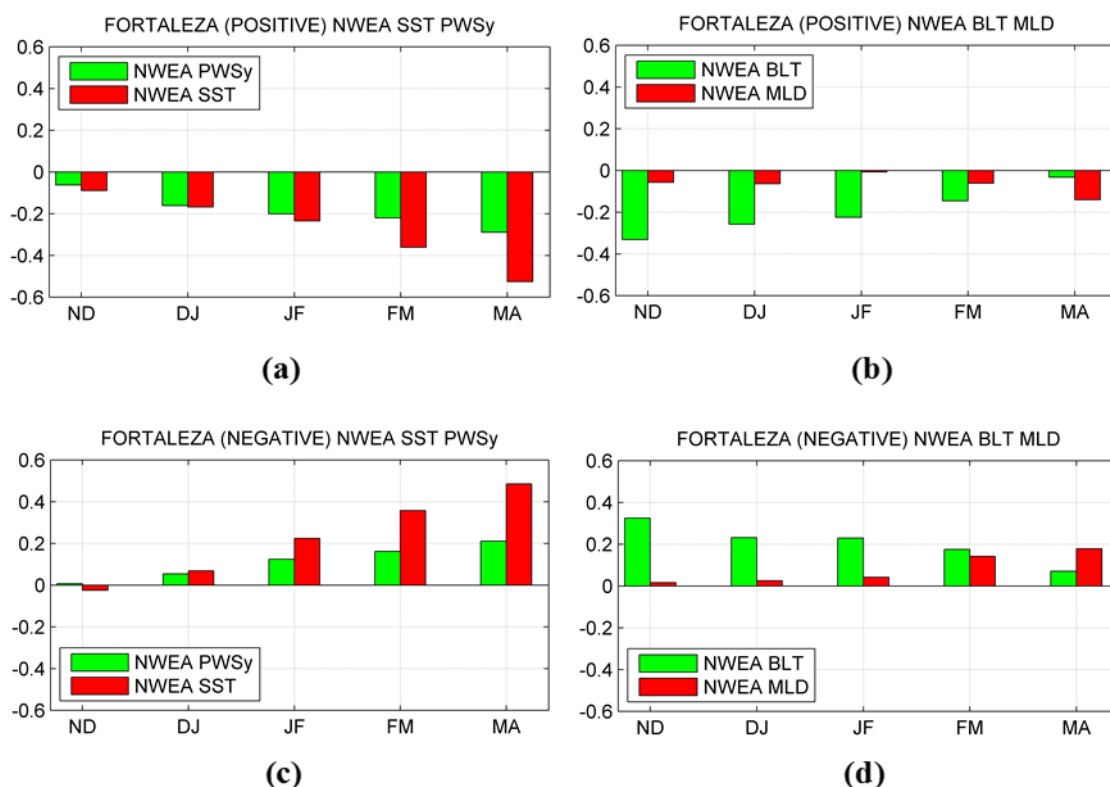


Figura 6.1. Evolução temporal verificada na região NWEA (média espacial na área 0° - 10° N e 25° - 40° W) entre os períodos de Novembro-Dezembro (ND) e Março-Abril (MA) para: a) anomalias de TSM e do componente meridional de PWS para os anos mais chuvosos; b) anomalias de MLD e BLT os anos mais chuvosos. c) anomalias de TSM e do componente meridional de PWS para os anos menos chuvosos; e d) anomalias de MLD e BLT os anos menos chuvosos. Os anos mais chuvosos a) e b) são relacionados aos 8 anos de anomalias normalizadas positivas ($> 0,5$) de precipitação em Fortaleza (NNEB). Os anos menos chuvosos c) e d) são relacionados aos 12 anos de anomalias normalizadas negativas ($< -0,5$) de precipitação em Fortaleza (NNEB).

As Figs. 6.1a e 6.1c mostram a evoluções das composições das médias espaciais de anomalias de TSM e PWSy na NWEA (0° - 10° N e 25° - 40° W, retângulos pretos nas Fig. 5.2, 5.3 e 5.4), entre os períodos de Novembro-Dezembro (ND) e Março-Abril (MA). As composições baseiam-se

nos 8 anos de chuvas intensas ($RAINIA >+0,5$, Fig.5.1 e Tab. 5.1) e os 12 anos de episódios menos chuvosos ($RAINIA <-0,5$, Fig.5.1 e Tab. 5.1) em Fortaleza. A Fig. 6.1a é associada aos anos mais úmidos e a Fig. 6.1c aos anos menos úmidos. Considerou-se o componente meridional de PWS (PWSy) na NWEA por este ser o componente do vento que influencia principalmente o modo de variabilidade meridional (Fig.5.2).

Aqui, as anomalias positivas (negativas) de PWSy indicam um enfraquecimento (reforço) do componente meridional do vento de nordeste. Para a composição de anos de chuvas intensas, tanto TSM quanto PWSy na NWEA apresentam anomalias negativas que se intensificam a partir de Novembro-Janeiro para Março-Abril (Fig. 6.1.a). A anomalia normalizada negativa de TSM na área de NWEA se intensifica de $-0,09$ em Novembro-Dezembro para $-0,52$ em Março-Abril. A anomalia normalizada negativa de PWSy na NWEA aumenta de $-0,06$ (Novembro-Dezembro) para $-0,28$ (Março-Abril). Essa evolução da TSM e PWSy sugere que a intensificação anormal do componente meridional do vento nordeste, verificada de Novembro-Dezembro para Março-Abril, está associada a uma maior evaporação, à redução significativa de TSM na região NWEA, e finalmente à ocorrência de chuvas fortes no NNEB. As amplitudes das variações da anomalia normalizada de TSM ($-0,43$) e da anomalia de PWSy ($-0,22$), de Novembro-Dezembro para Março-Abril, sugerem que a variabilidade da TSM na NWEA tem um efeito relativo maior sobre as fortes chuvas do NNEB.

Com o objetivo de examinar uma possível relação entre as características de subsuperfície oceânica na região de NWEA e as fortes chuvas de Fortaleza, a Fig. 6.1b (Fig. 6.1d) traz a evolução da composição das anomalias de profundidade da camada mistura (MLD) e da espessura da camada de barreira (BLT) no mesmo período de ND a MA durante os anos mais úmidos (anos menos úmidos). Uma vez que todos os valores climatológicos de BLT são positivos, anomalia negativa (positiva) de BLT indica uma estratificação em salinidade mais profunda (rasa) dentro da camada isotérmica (ILD). Verifica-se a partir da Fig. 6.1c que a forte

anomalia negativa de BLT diminui progressivamente de Novembro-Dezembro (-0,32) para Março-Abril (-0,04). Nessa situação, com a intensificação dos ventos, a existência de uma BLT fina (anomalia negativa) facilita a mistura das águas superficiais mais quentes com as águas subsuperficiais mais frias, o que é favorável à redução da TSM (Foltz et al. 2009, Mignot et al, 2007). A comparação das evoluções de MLD e BLT durante esse período mostra que o aumento da BLT não é associado com aumento da MLD. Essa observação sugere que, durante os anos de chuvas fortes em Fortaleza (NNEB), a BLT na NWEA, que se encontra previamente mais fina do que o normal em Novembro-Dezembro, favorece o resfriamento da TSM com a intensificação do componente meridional do PWS.

Analisando a composição dos anos menos chuvosos em Fortaleza, verifica-se que as anomalias normalizadas de TSM e PWSy na NWEA aumentam positivamente de Dezembro-Janeiro (-0,02 e +0,01, respectivamente) para Março-Abril (+0,48 e +0,21, respectivamente) (Fig.6.1c). Mais uma vez, as amplitudes das variações das anomalias normalizadas de TSM (+0,5) e PWSy (+0,2), de Novembro-Dezembro a Março-Abril, sugerem que a variação de TSM na NWEA tem um efeito maior sobre os acontecimentos de eventos menos chuvosos no NNEB. Nessa configuração, o enfraquecimento progressivo anormal do componente meridional do vento sudeste, entre Novembro-Dezembro e Março-Abril, associado com uma anomalia positiva de TSM, induz episódios menos chuvosos no NNEB.

A composição de BLT na NWEA durante os anos menos chuvosos revela uma diminuição progressiva da forte anomalia positiva no período de Novembro-Dezembro (+0,32) a Março-Abril (+0,05) (Fig. 6.1d). Essa diminuição da BLT é associada com um aumento relativo da MLD. Nesse caso, a camada de barreira que é anteriormente mais espessa do que o normal em Novembro-Dezembro, associada com o relaxamento do componente meridional do PWS, favorece anomalias positivas de TSM.

6.2. O CASO DE RECIFE (ENEB)

Um conjunto de figuras semelhantes para o caso de Recife (ENEB) foi gerado, mas relacionado à região da “Piscina Quente do Atlântico Sudoeste” – SAWP (5°-15°S e 15°-30°W, retângulos pretos nas Figs. 3.1, 5.6, 5.7 e 5.8).

As Figs 6.2a e 6.2c trazem as evoluções das composições de anomalias de TSM e PWSx para a região da SAWP, entre os períodos de Janeiro-Fevereiro (JF) e Junho-Julho (JJ). Para o PWSx foi considerada uma sub-região da SAWP, delimitada por 10°-20°S e 15°-30°W, onde se localizaram as maiores correlações de anomalia de vento. As composições baseiam-se nos 9 anos de chuvas intensas (RAINIA >+0,5, Fig.5.1 e Tab. 5.1) e os 9 anos de episódios menos chuvosos (RAINIA <-0,5, Fig.5.1 e Tab. 5.1) em Recife. A Fig. 6.2a é associada aos anos mais úmidos e a Fig. 6.2c aos anos menos úmidos. Anomalias positivas (negativas) de PWSx indicam o enfraquecimento (reforço) do componente zonal do vento sudeste.

A SAWP (5°-15°S e 15°-30°W) é uma região de fraca variabilidade sazonal e interanual da TSM (Silva et al., 2009a, Limongi et al., 2009a), onde o desvio padrão das anomalias mensais é 0,2-0,3°C (Fig. 3.1). Essa região tem também a característica de experimentar uma inversão da anomalia vento zonal de Fevereiro-Março a Junho-Julho ao largo costa Brasileira (Fig. 5.6). Essa inversão deve ser importante no transporte zonal de umidade para ENEB.

Durante anos de fortes anomalias positivas de precipitação em Recife, a anomalia de TSM permanece fortemente positiva na SAWP a partir de Janeiro-Fevereiro até Junho-Julho, enquanto que o PWSx apresenta anomalias positivas (vento para oeste fraco) durante Fevereiro-Março que, progressivamente, se intensificam para fortes anomalias negativas (vento para oeste mais forte) em Junho-Julho (Fig. 6.2a).

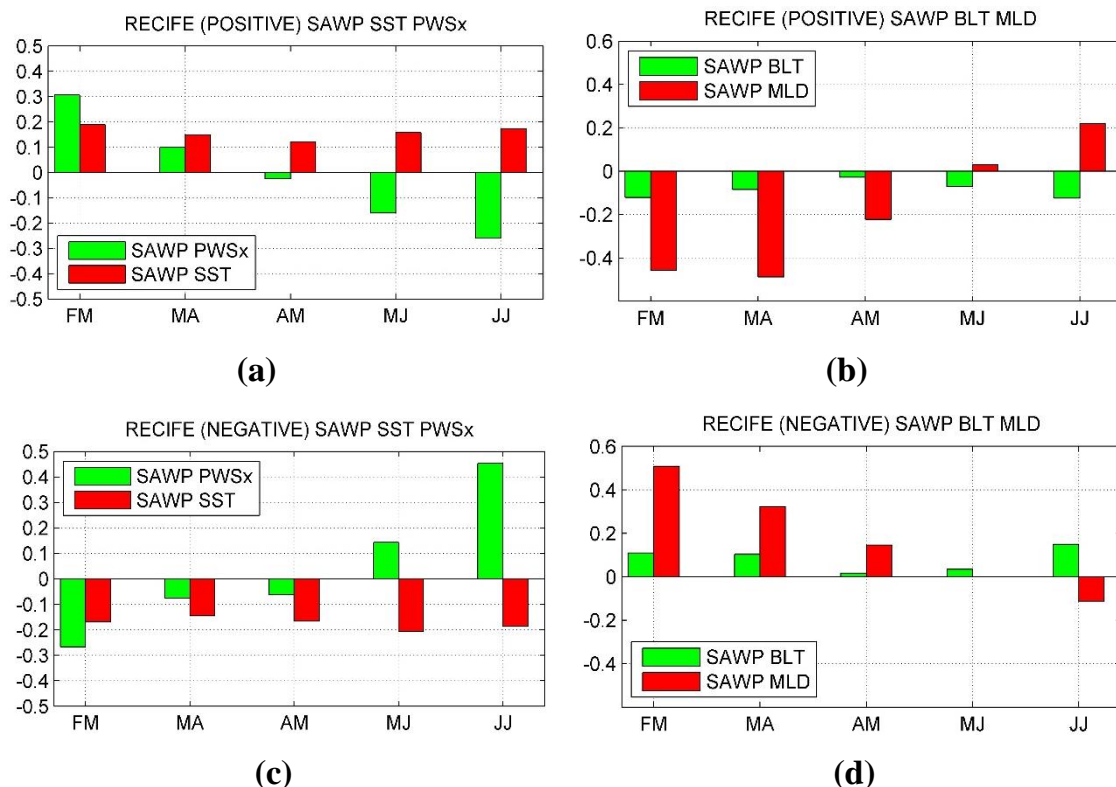


Figura 6.2. Evolução temporal verificada na região SAWP entre os períodos de Fevereiro-Março (FM) e Junho-Julho (JJ) para: a) anomalias de TSM e do componente zonal de PWS (10° - 20° S e 15° - 30° W) para os anos mais chuvosos; b) anomalias de MLD e BLT para os anos mais chuvosos; c) anomalias de TSM e do componente zonal de PWS (10° - 20° S e 15° - 30° W) para os anos menos chuvosos; e d) anomalias de MLD e BLT para os anos menos chuvosos. Os anos mais chuvosos a) e b) são relacionados aos 9 anos de anomalias normalizadas positivas de precipitação ($>0,5$) em Recife (ENEB). Os anos menos chuvosos c) e d) são relacionados aos 9 anos de anomalias normalizadas negativas de precipitação ($<-0,5$) em Recife (ENEB).

A Figura 6.2b mostra as evoluções das anomalias de MLD e BLT na SAWP. A MLD, que apresenta forte anomalia negativa (-0,45) em Fevereiro-Março, aumenta progressivamente para se tornar uma anomalia positiva (+0,22) em Junho-Julho, enquanto a BLT não apresenta uma tendência particular. A comparação da evolução do componente zonal da PWS com a da MLD sugere que a intensificação do vento é associada com um aprofundamento da MLD na região SAWP. Esse padrão indica que a

intensificação anormal do componente zonal do vento sudeste, a partir de Fevereiro-Março até Junho-Julho sobre a água quente da SAWP, associada a um aprofundamento da MLD, transporta mais umidade para a costa do ENEB. Essas observações suportam a idéia de que a SAWP (região de baixa variabilidade de anomalias mensais de TSM) pode ser utilizada para a construção de um índice de previsão para eventos fortes de chuva no ENEB.

O efeito oposto é observado durante anos de fortes anomalias negativas de precipitação no ENEB em Junho-Julho. Neste caso, a anomalia de TSM permanece negativa na região da SAWP, de Janeiro-Fevereiro até Junho-Julho, enquanto o componente zonal de PWS, que apresenta uma anomalia negativa (vento forte para oeste) em Fevereiro-Março, progressivamente desacelera para uma anomalia positiva (vento fraco para oeste) em Junho-Julho (Fig. 6.2c). No que se refere à estrutura termohalina subsuperficial, a Fig. 6.2d mostra uma diminuição da forte anomalia positiva (0,5), verificada em Fevereiro-Março, para uma anomalia negativa (-0,1) em Junho-Julho, enquanto a BLT não apresenta uma tendência particular. A comparação da evolução do componente zonal do PWS com a da MLD mostra que o relaxamento do vento é associado à existência de uma MLD mais rasa na SAWP. Nesse caso, durante anos de anomalias negativas de TSM na SAWP, o relaxamento anormal do componente zonal do vento sudeste, a partir de Fevereiro-Março até Junho-Julho, com a presença de uma MLD rasa, se mostra associado aos episódios menos chuvosos no ENEB.

Capítulo 7

Conclusões e perspectivas

Neste estudo, investigamos a influência do oceano Atlântico tropical sobre a variabilidade sazonal e interanual das chuvas em Fortaleza-NNEB e Recife-ENEb. Essa distinção é necessária porque os regimes de chuva nessas áreas são diferenciados ao longo do ano, sugerindo a ocorrência de forçantes oceânicas distintas (espacial e/ou temporal) sobre a variabilidade da precipitação.

No trabalho utilizamos os dados pluviométricos do período 1974-2008 de estações meteorológicas em Fortaleza e Recife, representativas das regiões costeiras do NNEB e ENEb, respectivamente. As séries históricas de dados oceânicos e atmosféricos, tais como TSM, PWS, LHF e a Umidade do ar no Atlântico tropical foram analisadas e correlacionadas com as medições de chuva para diferentes períodos.

Os resultados confirmam que as variabilidades sazonal e interanual de anomalias de precipitação no NNEB estão correlacionadas com as anomalias da temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical verificadas em ambos os lados do equador, ou seja, uma variabilidade associada ao “Modo Meridional do Atlântico” (AMM). O estabelecimento desse AMM é influenciado pelo mecanismo “Wind-Evaporation-SST”. Nessa configuração, um resfriamento da porção norte do Atlântico

tropical, associado a maior evaporação e vento forte, em conjugação com o aquecimento da porção sul, gerado por menos evaporação e vento fraco, induz a migração da ZCIT carregada de umidade para o sul, favorecendo assim a ocorrência de chuvas fortes em Fortaleza. Analisando-se a estrutura do Atlântico tropical com alguns meses de antecedência às chuvas sazonais em Fortaleza, verifica-se que o padrão positivo do dipolo meridional de TSM no hemisfério sul se desenvolve gradualmente, enquanto o padrão negativo no hemisfério norte continua sendo bem organizado na região noroeste do Atlântico equatorial (NWEA) ao largo a costa do NEB. A evolução da evaporação apresenta também uma situação de estabelecimento do dipolo, ou seja, mais evaporação nos meses antecedentes na NWEA e estabelecimento de anomalia negativa da evaporação no hemisfério sul. Essas análises confirmam uma forte influência das anomalias do vento meridional, da evaporação e da TSM na região NWEA, sobre o estabelecimento do AMM e, dessa forma, uma característica preditiva importante dessa área para aumentar a capacidade de prever fortes precipitações no NNEB. Em contraste, caso ocorram condições oceânicas opostas ao estabelecimento do AMM, que são remotamente reforçadas pela ocorrência de El Niño no Oceano Pacífico, observa-se o bloqueio da migração da ZCIT para o sul. Esse fenômeno tem um papel fundamental nos longos períodos de seca que afetam periodicamente o NNEB e região semiárida do Nordeste do Brasil.

Uma configuração do sistema oceano-atmosfera diferente é verificada para a grande variabilidade da chuva no ENEB. Nesse caso, fortes anomalias positivas de precipitação são positivamente correlacionadas com a TSM no Atlântico tropical sul. Uma correlação negativa com a TSM é observada no Atlântico tropical norte, principalmente na zona oeste (da costa a 40°W e entre 5°-15°N). Portanto, chuvas intensas nessa área ocorrem geralmente durante as fases negativas do AMM. No entanto, a propagação para noroeste da anomalia de TSM, deslocando-se do sudeste do Atlântico tropical (10°-20°S e 0°-15°W e) para a região da SAWP, ao largo do Brasil, apresenta uma

influência maior sobre as chuvas. Essa propagação de anomalia de TSM para noroeste tem uma velocidade estimada de $\sim 0,15$ m/s, que é comparável à velocidade média do fluxo para oeste da sSEC, descrita na literatura. Acreditamos que o ramo sul da Corrente Sul equatorial (sSEC) atua como uma via principal para o transporte de calor que cruza o oceano Atlântico tropical, de sua parte sudeste para a área da SAWP próximo à costa brasileira. Essa hipótese é corroborada pela propagação para oeste da fase positiva da advecção horizontal de calor (transporte de mais calor) observada entre 5° - 15° S, da parte leste da bacia até a costa do ENEB. O deslocamento para o equador da área de intensa correlação positiva observada nos meses de Junho-Julho (lag-0), ao longo da costa brasileira, sugere ainda a ocorrência de uma propagação do calor oceânico do Atlântico tropical sul para o Hemisfério Norte. Essa propagação de calor para o equador, anteriormente transportada do sudeste do Atlântico tropical para a costa brasileira, se junta à Subcorrente Norte do Brasil (NBUC) e a Corrente Norte do Brasil (NBC), formando um componente importante da circulação superficial meridional no Atlântico tropical. De fato, estudos anteriores indicam que o sistema de corrente fluindo para o equador, ao longo da costa brasileira, é responsável pelo transporte de calor do Atlântico tropical sul para o hemisfério Norte (Stramma, 1991; Schott et al, 1998). Esse transporte de calor da região sudeste do Atlântico tropical para a costa é associado a um deslocamento de ar mais úmido para a zona costeira do Nordeste. Esse ar mais úmido, transportado da parte leste da bacia para oeste, é favorável à ocorrência de fortes chuvas no ENEB. A existência de convecção atmosférica vertical fortemente orientada para cima perto da costa do ENEB em Junho-Julho, sobre uma região caracterizada por água mais quente e ar muito úmido, conforme destacado por Kouadio et al., (2012), é bem compatível com o núcleo da estação chuvosa nesse período. Nessa configuração, a intensificação do vento sudeste, durante o final da primavera boreal e a anomalia positiva de temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical sul induzem o transporte para oeste (através do ramo sul da SEC) de águas mais quente

e sob camadas de ar mais úmido. Esse ar úmido, observado acima de água quente, seria então transportado das camadas inferiores para as camadas médias ou superiores da atmosfera, gerando chuva intensa sobre ENEB no período de Junho-Julho. Na ocorrência de uma situação parecida à fase negativa do AMM, o modo zonal do Atlântico tropical sul parece também influenciar significativamente as chuvas do ENEB. Durante uma fase negativa (positiva) do AMM, anomalias positivas (negativas) de temperatura da superfície do mar na SAWP, entre Fevereiro-Março, favorecem (impedem) o acúmulo de calor na parte ocidental da bacia em Junho-Julho, o que induz eventos menos chuvosos no ENEB.

Os resultados suportam a hipótese de interação entre os modos meridional e zonal do Atlântico; mesmo assim, é importante lembrar que as chuvas fortes no NNEB e ENEB geralmente não ocorrem nos mesmos anos. A análise da velocidade do vento corrobora a observação de que o fluxo de calor oceânico é transportado para ENEB através da convergência do vento zonal de superfície induzida pelo gradiente para o oeste. Durante anos chuvosos, o vento zonal no Atlântico tropical sudoeste se fortalece de Fevereiro-Março (anomalias positivas) para Junho-Julho (anomalias negativas); o efeito oposto é observado durante anos menos chuvosos. Em definitivo, não se pode desprezar o fato de que um monitoramento das anomalias de TSM, de Umidade do ar e do vento na SAWP, a partir de Fevereiro-Março, seja importante para a previsão de chuvas fortes na região costeira no ENEB em Junho-Julho.

As análises realizadas confirmaram ainda a ligação entre parâmetros oceânicos subsuperficiais, que traduzem a disponibilidade de calor para troca com a atmosfera, com as chuvas fortes do NNEB e do ENEB. A evolução da profundidade da camada de mistura e da espessura da camada de barreira, por exemplo, mostram que as características subsuperficiais das regiões NWEA e da SAWP influenciam de forma diferente chuvas fortes no NNEB e ENEB, respectivamente. Chuvas fortes no NNEB em Março-Abril são associadas principalmente com uma camada de barreira menos espessa em Novembro-dezembro na NWEA.

Uma camada de barreira fina na NWEA em Novembro-Dezembro é assim favorável a uma mistura da água superficial com a água subsuperficial mais fria e de fato a um resfriamento da TSM. Isto confere um importante potencial de previsão de chuva forte ao monitoramento da evolução da camada de barreira no NWEA, que poderia ou não criar condições favoráveis ao estabelecimento do AMM e ao deslocamento da ZCIT, carregada de umidade, mais para o sul. Fortes chuvas no ENEB se mostraram também associadas ao afundamento da camada de mistura, com o aumento de espessura de água quente na SAWP, de Fevereiro-Março para Junho-Julho, devido ao transporte de calor para oeste pela sSEC e à intensificação do vento de sudeste. Essa observação, combinada com a convecção de ar úmido perto da costa poderiam explicar porque fortes anomalias positivas de chuva no ENEB são associadas com anomalias positivas de TSM no SAWP.

Como perspectiva de continuidade natural desse trabalho, pretende-se analisar mais em detalhe as variabilidades encontradas nas regiões NWEA e SAWP, com o objetivo de elaborar índices de previsão das chuvas fortes nas regiões costeiras do NNEB e ENEB, respectivamente.

Os resultados aqui apresentados indicam que as interações do sistema oceano-atmosfera do Atlântico tropical influenciam a precipitação no NNEB e ENEB para escalas de tempo sazonais e interanuais. O estabelecimento do AMM de Novembro-Dezembro para Março-Abril influencia as chuvas no NNEB, enquanto as chuvas do ENEB são influenciadas, principalmente, pelo modo zonal das interações oceano-atmosfera no Atlântico tropical sul. Entretanto, se a situação parece mais evidente para uma análise sazonal/interanual, as contribuições oceânicas às precipitações permanecem menos claras na escala de tempo intrasazonal, que incluem eventos extremos de chuva de alta frequência observados na região costeira do Nordeste do Brasil. Nestes casos, diante da dinâmica dos processos envolvidos (escala sinóptica), é de se esperar que os mecanismos atmosféricos sejam importantes para qualquer tentativa de previsão. Um caminho interessante a seguir nos parece a

utilização de modelos acoplados (oceano-atmosfera), globais e/ou regionais, que possibilitem a realização de simulações/estudos direcionados à compreensão dos mecanismos responsáveis pela ocorrência destes eventos extremos.

Referências

- Alves, J. M. B., Servain, J., Campos, J. N. B., 2009. Relationship between ocean climatic variability and rain-fed agriculture in Brazilian Nordeste. *Climate Research*, 38, 225-236.
- Araujo, M., Limongi, C., Servain, J., Silva, M., Leite, F. S., Veleda, D., Lentini, C. A. D., 2011. Salinity-induced mixed and barrier layers in the southwestern tropical Atlantic Ocean off the northeast of Brazil. *Ocean science*, 7, 63-73.
- Beal, L. M., De Ruijter, W. P. M., Biastoch, A., Zahn, R., 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472, 429-436.
- Berry G. J., Thorncroft C., 2005. Case Study of an Intense African Easterly Wave. *Monthly Weather Review*, 133, 752-766.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Bonjean, F., Lagerloef, G. S. E., 2002. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 2938–2954.
- Bourles, B., Gouriou, Y., Chuchla, R., 1999a. On the circulation in the upper layer of the western Equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 104, 21151-21170.
- Bourles, B., Molinari, R.L., Johns, E., Wilson, W.D., Leaman, K.D., 1999b. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989–1991). *Journal of Geophysical Research* 104, 1361–1376.
- Brandt, P., Caniaux, G., Boulès, B., Lazar, A., Dengler, M., Funk, A., Hormann, V., Giordani, H., Marin, F., 2011. Equatorial Upper-Ocean Dynamics and Their Interaction with the West African Monsoon. *Atmospheric Science Letters* 12 (1), 24-30. doi:10.1002/asl.287.

- Carlson, T. N., 1969a. Synoptic stories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, 97, 256-276.
- Carlson, T. N., 1969b. Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*, 97, 716-726
- Carton, J. A., Giese, B. S., 2008. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Monthly Weather Review*, 136, 2999-3017.
- Chang, P., Saravanan, R., Ji, L., Hegerl, G. C., 2000. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *Journal of Climate*, 13, 2195-2216.
- Chelton, D. B., Wentz, F. J., 2005. Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, 1097-1115.
- Chou, S. -H., Nelkin, E., Ardizzone, J., Atlas, R. M., Ardizzone, J., Shie, C. L., 2003. Surface turbulent heat and momentum fluxes over global ocean based on Goddard Satellite Retrievals, Version 2 (GSSTF2). *Journal of Climate*, 16, 3256-3273.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003.
- de Boyer Montégut, C., Mignot, J., Lazar, A., Cravatte, S., 2007. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research*, 112, C06011.
- De Coetlogon, G., Janicot, S., Lazar, A., 2010. Intraseasonal variability of the Ocean-atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 136, 426-441.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., Félice P., 2001. Composite patterns of the easterly waves disturbances over West Africa and tropical

- Atlantic: A climatology from the 1979-1995 NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dyn.*, 18, 241-253.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., Felice, P., 1998. Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 25(15), 2805-2808.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., Félice, P., Laurent, H., 1999. Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dyn.*, 15, 795-822.
- Diedhiou, A., Machado, L. A. T., Laurent, H., 2010. Mean kinematic characteristics of synoptic easterly disturbances over the Atlantic. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27, 483-499.
- Enfield, D. B., Mayer, D. A., 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1), 929-945.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., Edson, J. B., 2003. Bulk parameterization on air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of Climate*, 16, 571-591.
- Ferreira, N. J., Chou, S. C., Prakki, S., 1990. Analysis of easterly wave disturbances over South Equatorial Atlantic Ocean (in Portuguese). *Proc. XI the Brazilian Congress of Meteorology*, Salvador, Bahia, Brazil, CBMET, 10 pp.
- Fink, A. H., Reiner, A., 2003. Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *Journal of Geophysical Research*, 108(D11), 1-17.
- Foltz, G. R., and M. J. McPhaden, 2009: Impact of Barrier Layer Thickness on SST in the Central Tropical North Atlantic. *Journal of Climate*, 22, 285-299.
- Foltz, G. R., McPhaden, M. J., 2006. The Role of Oceanic Heat Advection in the Evolution of Tropical North and South Atlantic SST Anomalies. *Journal of Climate*, 19, 6122-6138.

- Foltz, G. R., McPhaden, M. J., 2010. Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes, *Geophysical Research Letters*, 37, L18604, doi: 10.1029/2010GL044001.
- Foltz, G. R., Schmid, C., Lumpkin, R., 2013. Seasonal cycle of the mixed layer heat budget in the northeastern tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 26, 8169-8188.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., 2001. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408, 453-457.
- Grodsky, S. A., Carton, J.A., 2002. Surface drifter pathways originating in the equatorial Atlantic cold tongue. *Geophysical Research Letters*, 29(23), 62-65.
- Gunnar, I. R., 1962. On Sea-Surface Temperature, Cloudiness and Wind Variations in the Tropical Atlantic. *Journal of the atmospheric sciences*, 19, 66-80.
- Hall, B.A., 1989: Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. *Meteorol. Mag.*, 118, 175-181.
- Hastenrath, S., 2006. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. *Progress in Oceanography*, 70, 407-415.
- Hastenrath, S., 2012. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: A review. *Climatic Change*, 112(2), 243-251.
- Hastenrath, S., Greischar, L., 1993. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 98(D3), 5093-5102.
- Hayes, S. P., Chang, P., McPhaden, M. J., 1991. Variability of the sea surface temperature in the eastern equatorial Pacific during 1986–88. *Journal of Geophysical Research*, 96 (C6), 10553-10566.
- Hirst, A., Hastenrath, S., 1983. Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical Atlantic sector, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1146-1157.

- Hisard, P., 1980. Observation de response du type "El Niño" dans l'Atlantique tropical oriental - Golfe de Guinee, *Oceanol. Acta*, 3, 69-78.
- Hogdes, K. I., Hoskins, B. J., Boyle, J., Thorncroft, C. 2003. A Comparison of Recent Reanalysis Datasets Using Objective Feature Tracking: Storm Tracks and Tropical Easterly Waves. *Monthly Weather Review*, 131, 2012-2037.
- Jouanno, J., Marin, F., Du Penhoat, Y., Molines, J-M., Sheinbaum, J., 2011. Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea. *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1408-1416.
- Keenlyside, N. S., Latif, M., 2007. Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *Journal of Climate*, 20, 131-142.
- Kouadio, Y. K., Servain, J., Machado, L. A. T., Lentini, C. A. D., 2012. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. *Advances in Meteorology*, 2012, 1-16.
- Kousky, V. E., Ferreira, N. J., 1981. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: their spatial distributions, origins and effects. *Monthly Weather Review*, 109(9), 1999-2008.
- Kraus, E. B., Turner, J. S., 1967. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. *Tellus*, 19, 98-105.
- Kushnir, Y., Robinson, W.A., Chang, P., Robertson, A.W., 2006. The physical basis for predicting Atlantic sector seasonal-to-interannual climate variability. *Journal of Climate*, 19, 5949-5970.
- Laurent, H., Machado, L. A. T., Morales, C. A., Durieux, L., 2002. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research D*, 107(8054), 17.
- Limongi, C. M., Araujo, M., Freitas, I. C., Rollnic, M., 2009a. Massas d'água da região oeste do Atlântico tropical - ZEE-NE. In: Fábio H. V. Hazin. (Org.). *Meteorologia e Sensoriamento Remoto, Oceanografia Física, Oceanografia Química e Oceanografia Biológica*

- Program REVIZEE - SCORE Nordeste. 1ed. Fortaleza, CE: Martins & Cordeiro, 1, 56-68.
- Liu, W. T., Katsaros, K. B., Businger, J. A., 1979. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36, 1722-1735.
- Lucena, D. B., Servain, J., Gomes Filho, M. F., 2011. Rainfall response in Northeast Brazil from ocean climate variability during the second half of the 20th Century. *Journal of Climate*, 24, 6174-6184.
- Lumpkin, R., Garzoli, S., 2005. Near-surface Circulation in the Tropical Atlantic Ocean, Part II: time-mean currents and seasonal variability. *Deep Sea Res. I*, 53(3), 495-518.
- Lumpkin, R., Johnson, G., 2013. Global ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, El Niño-Southern Oscillation response, and seasonal cycle. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 2992-3006, doi:10.1002/jgrc.20210.
- Machado, L. A. T., Guedes, R. L., Alves, M. A. S., 1997. Structural characteristics of convective systems and forcing of convection in South America observed by satélites (Características Estruturais de Sistemas Convectivos e Forçantes da convecção na América do Sul observados por satélites). Edição Comemorativa dos dez anos do Climanálise, 110-122.
- Marin, F., Caniaux, G., Bourlès, B., Giordani, H., Gouriou, Y., Key, E., 2009. Why were the sea surface temperatures so different in the eastern equatorial Atlantic in June 2005 and 2006? *Journal of Physical Oceanography*, 39, 1416-1431.
- Merle, J., 1980. Annual and interannual variability of temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean - hypothesis of an Atlantic El Niño, *Oceanol. Acta*, 3, 209-220.
- Mignot, J., Montégut, C. de Boyer, Lazar, A., Cravatte, S., 2007. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. Tropical areas. *Journal of Geophysical Research*, 112, C10010.

- Moisan, J. R., Niiler, P. P., 1998. The seasonal heat budget of the North Pacific: Net heat flux and heat storage rates (1950–1990). *Journal of Physical Oceanography*, 28, 401-421.
- Molinari, R.L., 1982. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9707-9714.
- Morel, A., Antoine, D., 1994. Heating rate within the upper ocean in relation to its biooptical state. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 1652-1665.
- Moura, A. D., Shukla, J., 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(12), 2653-2675.
- Nobre, P., Shukla, J., 1996. Variation of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 2464-2479.
- Okumura, Y., Xie, S.-P., 2004. Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *American Meteorological Society*, 17, 3589-3602.
- Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 26, 1-73.
- Picaut, J., 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 18-37.
- Rao, V. B., Cavalcanti, I. F. A., Hada, K., 1996. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *Journal of Geophysical Research D*, 101(21), 26539-26551.
- Rao, V. B., Lima, M. C. D., Franchito, S.H., 1993. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. *Journal of Climate*, 6, 1754-1763.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K.S., Schlax, M.G., 2007. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 20, 5473-5496.

- Richardson, P. L., McKee, T. K., 1984. Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 1226-1238.
- Robertson, A. W., Mechoso, C. R., Kim, Y.-J., 2000. The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 122-138.
- Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M., Wimbush, M., 2007. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 16-30.
- Rouault, M., Penven, P., Pohl, B., 2009. Warming in the Agulhas Current system since the 1980's. *Geophysical Research Letters*, 36, 1-5.
- Saravanan, R., Chang, P., 2000. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 2177-2194.
- Schott, F. A., McCreary, J. P., Johnson, G. C., 2004. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans. *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, Geophys. Monogr. Ser., 147, 261-304.
- Schott, F.A., Fischer, J., Stramma, L., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1904-1928.
- Servain, J., 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, 96, 15137-15146.
- Servain, J., Caniaux, G., Kouadio, Y. K., McPhaden, M. J., Araujo, M., 2014. Recent climatic trends in the tropical Atlantic. *Climate Dynamics*, 43(11), 3071-3089.
- Servain, J., Lukas, S., 1990. Climatic Atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature 1985-1989. Edited by IFREMER, SDP, BP 70, 29280 Plouzané, France, 146.

- Servain, J., Picaut, J., Busalacchi, A. J., 1985. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea surface temperature and wind stress. *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, 40, 211-237.
- Servain, J., Picaut, J., Merle, J., 1982. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 457-463.
- Servain, J., Séva, M., Lukas, S., Rougier, G., 1987. Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984. *Ocean-Air Interactions*, 1, 109-182.
- Servain, J., Wainer, I., Ayina, L. H., Roquet, H., 2000. Relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic, *Int. J. Climatol.*, 20, 939-953.
- Servain, J., Wainer, I., McCreary, J. P., Dessier, A., 1999. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 26, 485-488.
- Silva, M., Araujo, M., Servain, J., Penven, P., 2009a. Circulation and heat budget in a regional climatological simulation of the southwestern tropical Atlantic. *Tropical Oceanography*, 39, 41-57.
- Silva, M., Araujo, M., Servain, J., Penven, P., Lentini, C. A. D., 2009b. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 30, 256-269.
- Smith, S. R., Servain, J., Legler, D. M., Stricherz, J. N., Bourassa, M. A., O'Brien, J. J., 2004. In-situ based pseudo-wind stress products for the tropical oceans. *Bulletin of American Meteorological Society*, 85, 979-994.
- Sprintall, J., Tomczak, M., 1992. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 97, 7305-7316.
- Stramma, L., 1991. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49, 281-294.

- Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II*, 46, 279–303.
- Stramma, L., Fischer, J., Brandt, P., Schott, F., 2003. Circulation, variability and near equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, 68, 1-22.
- Thorncroft, C. D., Hodges, K., 2001. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 14(6), 1166-1179.
- Torres, R. R., Ferreira, N. J., 2011. Case studies of easterly wave disturbances over Northeast Brazil using the Eta Model. *Weather and Forecasting*, 26(2), 225-235.
- Vialard J., Delecluse, P., 1998. An OGCM study for the TOGA decade: I. Role of salinity in the physics of the Western Pacific fresh pool. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1071-1088.
- Viltard A., de Felice, P., Oubuih, J., 1997. Comparison between the African and the 6-9-day disturbance patterns over West Africa during summer 1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, 62, 91-99.
- Wagner, R. G., 1996. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 9, 2010-2019.
- Waliser, D. E., Gautier, C., 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162-2174.
- Wang, C., Enfield, D. B., Lee, S.K., Landsea, C.W., 2006. Influences of the Atlantic warm pool on Western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *Journal of Climate*, 19 (12), 3011-3028.
- Wauthy, B., 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanographie Tropicale*, 18, 103-138.
- Wentz, F. J., 1997. A well-calibrated ocean algorithm for SSM/I. *Journal of Geophysical Research*, 102, 8703-8718.

- Woodruff, S. D., Diaz, H. F., Elms, J. D., Worley, S. J., 1998. COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Phys. Chem. Earth*, 23, 517-526.
- Wyrtki, K., 1975. El Niño The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 572-584.
- Xie, S., Carton, J., 2004. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. Geophys. Monogr. Ser., 147, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, 121-142, AGU, Washington, D. C.
- Xie, S.-P., 1996a. Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Atmospheric Science*, 53, 3236-3250.
- Xie, S.-P., Philander, S. G. H., 1994. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus* 46A, 340-350.
- Yu, L. S., Jin, X. Z., Weller, R. A., 2006. Role of net surface heat flux in seasonal variations of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 19, 6153-6169.
- Yu, L., Jin, X., Weller, R. A., 2008. Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. OA-2008-1. Woods Hole Oceanographic Institution, pp. 64.
- Yu, L., Weller, R. A., 2007. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 527-539.
- Yu, L., Weller, R. A., Sun, B., 2004a. Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988-1999) by a synthesis approach. *Journal of Climate*, 17, 373-393.
- Zebiak, S. E., 1993. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6, 1567-1568.

Zhang, R., Vallis, G. K., 2006. Impact of great salinity anomalies on the low-frequency variability of the North Atlantic climate. *Journal of Climate*, 19, 470-482.

Zhang, Y.-C., Rossow, W. B., Lacis, A. A., Oinas, V., Mishchenko, M. I., 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *Journal of Geophysical Research*, 109, D19105, doi: 10.1029/2003JD004457.

Anexo 1

Hindawi Publishing Corporation
Advances in Meteorology
Volume 2015, Article ID 902084, 13 pages
<http://dx.doi.org/10.1155/2015/902084>



Research Article

Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability Along the Northeast Brazilian Coast

G. A. Hounsou-gbo,¹ M. Araujo,¹ B. Bourlès,^{2,3} D. Veleda,¹ and J. Servain^{1,4}

¹ *Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira (LOFEC), Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Cidade Universitária, Avenue Arquitetura s/n, 50740-550 Recife, PE, Brazil*

² *Institut de Recherche Pour le Développement (IRD), LEGOS, Centre IRD de Bretagne, Technopole Pointe du Diable, BP 70, 29280 Plouzané, France*

³ *International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA), UNESCO Chair, UAC, 072 P.O. Box 50, Cotonou, Benin*

⁴ *LOCEAN, IRD/CNRS/UPMC/MNHN, UMR 7159, Université Pierre et Marie Curie aile 45-55, 4e étage, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France*

Correspondence should be addressed to G. A. Hounsou-gbo; h.aubains@gmail.com

Received 22 July 2014; Accepted 9 September 2014

Academic Editor: Luis Gimeno

Copyright © 2015 G. A. Hounsou-gbo et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Tropical Atlantic (TA) Ocean-atmosphere interactions and their contributions to strong variability of rainfall along the Northeast Brazilian (NEB) coast were investigated for the years 1974–2008. The core rainy seasons of March–April and June–July were identified for Fortaleza (northern NEB; NNEB) and Recife (eastern NEB; ENEB), respectively. Lagged linear regressions between sea surface temperature (SST) and pseudo wind stress (PWS) anomalies over the entire TA and strong rainfall anomalies at Fortaleza and Recife show that the rainfall variability of these regions is differentially influenced by the dynamics of the TA. When the Intertropical Convergence Zone is abnormally displaced southward a few months prior to the NNEB rainy season, the associated meridional mode increases humidity and precipitation during the rainy season. Additionally, this study shows predictive effect of SST, meridional PWS, and barrier layer thickness, in the Northwestern equatorial Atlantic, on the NNEB rainfall. The dynamical influence of the TA on the June–July ENEB rainfall variability shows a northwestward-propagating area of strong, positively correlated SST from the southeastern TA to the southwestern Atlantic warm pool (SAWP) offshore of Brazil. Our results also show predictive effect of SST, zonal PWS, and mixed layer depth, in the SAWP, on the ENEB rainfall.

1. Introduction

The nearly 60 million inhabitants of Northeast Brazil (NEB) are often affected by long periods of drought or by strong rainy episodes that can induce catastrophic floods. The drought periods are especially dramatic in the large, semiarid region of the NEB countryside [1, 2], where the rural population is primarily dependent on subsistence agriculture [3]. The strong rainy episodes, which generally occur in the NEB coastal region, also have dramatic consequences for the regional economy. These episodes can cause numerous fatalities. For instance, in June 2010, more than 1000 people disappeared due to hazardous floods in a few small cities of eastern coastal NEB [4].

The dynamics of the seasonal rainfall in semiarid NEB and the various causes of its interannual variability have been previously documented [5–8]. Indeed, the NEB rainfall regime is forced by the sum of various climatic components. Three of these components concern the tropical Atlantic basin. The seasonal latitudinal migration of the intertropical convergence zone (ITCZ) over the tropical Atlantic is the first mechanism that induces precipitation in the region [5]. In response to the warming of sea surface temperature (SST), the humid ITCZ reaches its southernmost latitude near the equator during the austral summer (February–March) [9]. This physical pattern is particularly important for the seasonal rainfall in northern NEB (hereafter called NNEB; see dotted red box in Figure 1(a)) that occurs primarily between

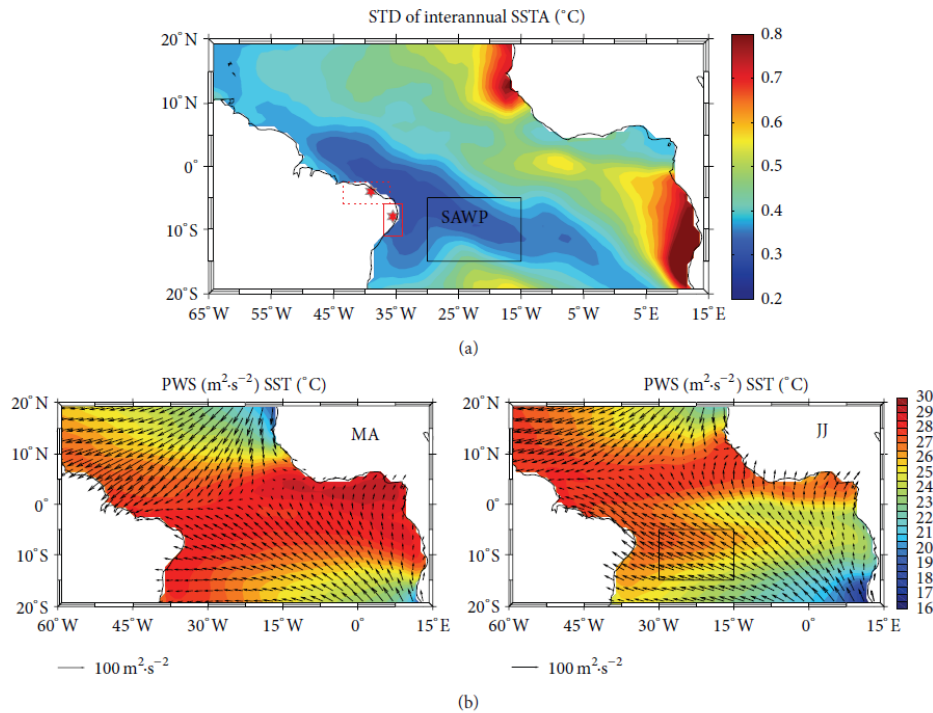


FIGURE 1: (a) Standard deviation of tropical Atlantic monthly SST anomalies. Anomalies are relative to the 1974–2008 seasonal average. The dotted red box indicates northern Northeast Brazil (NNEB, 43°–38°W and 5°–3°S) which corresponds to the area average of GPCP precipitation; Fortaleza is represented by the red star. The full red box indicates eastern Northeast Brazil (ENEB, 36°–34°W and 10°–6°S) which corresponds to the area average of GPCP precipitation; Recife is represented by the red star. (b) 1974–2008 averages (March–April top, June–July bottom) of SST (°C; shaded) from OAF flux and Servain pseudo wind stress (m^2/s^2 , vectors). The black box in (a) and in the bottom panel of (b) indicates the offshore Brazil southwestern Atlantic warm pool (SAWP), which is a region of weak seasonal to interannual variability of SST that can be used for ENEB rainfall forecasting, as shown below.

February and May (see refs. above). When the ITCZ is abnormally positioned northward by a few degrees during these months, an SST anomaly gradient (positive phase of the Atlantic meridional mode, AMM) is generally observed with warmer SST to the north and colder SST to the south. During the positive (negative) phase of the AMM, the NE (SE) trade system is weaker (stronger) than normal, and the precipitation over NNEB is generally weaker (more intense) than normal [10, 11].

The NEB rainy season is also modulated by northward incursions of cold fronts from the South Atlantic Ocean. These cold fronts, linked to the episodic South Atlantic convergence zone (SACZ), cross NEB in the northwestward direction from the southern Brazilian coastline [12]. These events generate atmospheric instability and contribute to increased precipitation over all of NEB, especially in the midsouthern region between November and March.

Crossing the south-equatorial Atlantic basin from West Africa to South America [13, 14], atmospheric easterly waves (EWs) are the third regional component of the seasonal rainfall regime over NEB. This process is especially important

in eastern NEB (hereafter called ENEB; see full red box in Figure 1(a)). EWs are associated with clusters of well-defined mesoscale convective systems (MCSs) [15, 16] that generate large amounts of rainfall over ENEB. Kouadio et al. [4] indicated that such strengthening of the mesoscale convective activity in the oceanic region close to ENEB is concomitant with southeasterly wind intensification during the late boreal spring. These winds blow in a direction perpendicular to the ENEB coast [6]. The acceleration of the easterly trade winds over the south-equatorial Atlantic is associated with a slow warming at the surface and subsurface in the southwestern equatorial basin. Excess atmospheric moisture transported westward from Africa to South America generates substantial precipitation in ENEB [4].

Remote processes, such as those originating from the equatorial Pacific linked to El Niño or La Niña episodes and those from the midlatitudes in the Atlantic Ocean linked to the North Atlantic Oscillation (NAO), are the final external cause of the rainfall variability in NEB. El Niño (or La Niña) episodes, which generally peak at the end of December (hence the name “El Niño”), are often associated with weak (excess)

precipitation a few weeks later in NNEB [8, 17]. The regional climatic consequences are accentuated when the positive (negative) configuration of the AMM is concomitant with an El Niño (La Niña) episode [18]. The positive (negative) phase of the NAO, which corresponds to a strengthening of the atmospheric circulation in the North Atlantic midlatitudes, is generally associated with a negative (positive) evolution of the AMM [19, 20].

In this paper, we focus on the seasonal to interannual variability of tropical Atlantic Ocean-atmosphere state variables, such as SST and pseudo wind stress (PWS), and their lagged correlations with strong rainfall events in the NNEB and ENEB regions. In particular, we analyze differences and similarities between strong variability of the NNEB and ENEB rainy seasons and tropical Atlantic Ocean-atmosphere previous forcing. Furthermore, we also analyzed the ocean subsurface features such as mixed layer depth (MLD) and barrier layer thickness (BLT) in order to understand their potential relationships with interannual variability of Ocean-atmosphere variables. The main goal is to identify early state variable patterns that can be used for predicting strong rainfall variability over these regions.

The data and methods are presented in the following section. Section 3 presents the elements of climatic variability over the tropical Atlantic, with emphasis on the identification of the early oceanic contributions to Fortaleza (NNEB) and Recife (ENEB) rainfall variability. A summary of the study is then provided.

2. Data and Methods

2.1. Surface Meteorological Data: Rainfall, SST, and PWS. The precipitation dataset used in this paper is composed of monthly rainfall observations at Fortaleza, CE ($3^{\circ}43'S$ and $38^{\circ}32'W$), which are representative of NNEB, and at Recife, PE ($8^{\circ}S$ and $34^{\circ}52'W$), which are representative of ENEB (Figure 1(a)), during 1974–2008; these data were obtained from the *Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos* (<http://www.funceme.br>) and from the *Instituto Nacional de Meteorologia* (<http://www.inmet.gov.br>), respectively. Our analysis is limited to 1974–2008 due to the homogeneity of Fortaleza FUNCEME data during this period. In the previous lines of this paragraph, we mentioned that stations data at Fortaleza and Recife are representative of NNEB ($43^{\circ}-38^{\circ}W$ and $5^{\circ}-3^{\circ}S$) and ENEB ($36^{\circ}-34^{\circ}W$ and $10^{\circ}-6^{\circ}S$), respectively. This consideration is based on the fact that the correlation coefficients between NNEB and ENEB area-averages precipitation from the Global Precipitation Climatology Centre (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>) and stations rainfall at Fortaleza and Recife are 0.88 and 0.92, respectively (figure not shown). We chose to use directly these stations rainfall, rather than the GPCC data, since they present a higher quality and especially they are available in real time (reanalysis from GPCC being available after many months delay). In the following, mentioning Fortaleza and Recife should refer to NNEB and ENEB, respectively.

Monthly pseudo wind stress (PWS) vectors with a $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ resolution were obtained from the Servain dataset [21–24]

and downloaded from FUNCEME (<http://www.funceme.br>); the data are available for the period 1964 to present. Individual pseudo wind stress components (PWS_x and PWS_y in m^2/s^2) are defined as the wind velocity (in m/s) multiplied by the wind's zonal and meridional components (in m/s). Monthly averaged SST data were obtained from the *Objectively Analyzed air-sea Fluxes Project* (OAFlux) ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ resolution) and are available for the period 1958–2012 from Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) (<http://oafux.whoi.edu>). OAFlux provides a synthesized product using NCEP1, NCEP2, ERA40, and ERA-interim reanalysis [25–27].

The variables used in Figure 1(b) are SST (from OAFlux) and PWS (from Servain dataset). During the March–April period, considered in the following as the core rainy season at Fortaleza (NNEB), SST is higher ($>28^{\circ}C$) in the northwestern equatorial Atlantic (NEA) and the SAWP ($30^{\circ}-15^{\circ}W$ and $15^{\circ}-5^{\circ}S$) regions (Figure 1(b), top-left panel). The higher SST is associated with the southern position (near the equator) of the ITCZ [28], which coincides with the northeasterly wind intensification.

During June–July, which corresponds in the following to the core rainy season at Recife (ENEB), higher equatorial SST ($>27^{\circ}C$) presents a northward displacement as a result of the northward shifting of the ITCZ (Figure 1(b), bottom panel). However, the SAWP (black box in (a) and in the bottom panel of (b)) shows weak variation of SST ($>27^{\circ}C$) with a seasonal variability less than $2^{\circ}C$ [29–33]. This region also presents weak interannual SST variability, where the standard deviation of monthly anomalies is $0.2-0.3^{\circ}C$ (Figure 1(a)).

The interannual variability of these quantities was estimated by removing the 1974–2008 climatological annual cycle from all monthly averages of SST, PWS, and rainfall fields. The linear trend was also removed from all resulting anomalies. Concomitant and lagged linear regressions between the climatic variables over the tropical Atlantic and the rainfall quantities measured at Fortaleza and Recife were computed to estimate the mutual relationships between the variables.

2.2. Subsurface Ocean Data: Isothermal Layer Depth (ILD) and Mixed Layer Depth (MLD) Criteria. Since the seasonal evolution of the Ocean-atmosphere variables is generally related to the Ocean subsurface features such as depth of warm water, we estimated the isothermal layer depth (ILD) and the barrier layer thickness (BLT) in order to analyze their potential influence on the strong rainfall variability. We chose to estimate both the ILD and the BLT because previous studies have shown their importance on the seasonal evolution of the Ocean-atmosphere variables in the western equatorial Atlantic (offshore of NEB) [34–36].

We used temperature and salinity reanalysis from SODA (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTON-GIESE/.SODA/>) to determine the ILD and mixed layer depth (MLD), which are used to estimate the BLT.

- (i) The ILD is determined using the temperature criterion with $\Delta T = -0.5^{\circ}C$ [36]. Using this criterion, the ILD corresponds to the depth at which temperature is

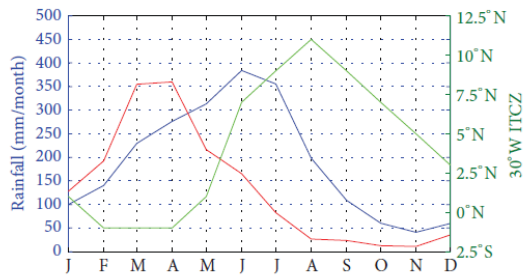


FIGURE 2: Recife (blue) and Fortaleza (red) monthly rainfall climatologies (mm/month, 1974–2008). The green line represents the position of the ITCZ’s proxy (see the text for the definition of this proxy).

equal to $SST + \Delta T$, where SST is temperature value at the reference depth $Z_{ref} = 5$ m.

- (ii) The MLD is determined using the density (σ) criterion with $\Delta\sigma = \sigma(SST + \Delta T, SSS, P_0) - \sigma(SST, SSS, P_0)$ [36–38]. SST and SSS are temperature and salinity values at the reference depth ($Z_{ref} = 5$ m) and P_0 is the pressure at the ocean surface. With this criterion MLD corresponds to the depth at which density is equal to $\sigma_0 + \Delta\sigma$, where σ_0 is density value at the reference depth $Z_{ref} = 5$ m.
- (iii) The BLT is the difference between ILD and MLD [36].

3. Results

3.1. Seasonal Variability of Rainfall at Fortaleza (NNEB) and Recife (ENEb). Figure 2 shows the climatological annual cycles of the monthly rainfall at Fortaleza and Recife for 1974–2008 as well as the climatology of the seasonal latitudinal migration of a proxy of the ITCZ. According to Servain et al. [21], the ITCZ proxy is defined as the latitude where the meridional component of the wind at the center of the Atlantic basin (here, along 30°W) is equal to zero. By this definition, the ITCZ seasonally ranges over 11° of latitude. It remains just south of the equator for approximately three months (February–March–April) and reaches its northern position (~11°N) in August (Figure 2).

The core of the rainfall season at Fortaleza increases rapidly during the stationary southern position of the ITCZ from February (~180 mm/month) to a maximum (350 mm/month) in March–April. It remains consistent (200 mm/month) in May when the ITCZ moves poleward. The pre-rainy season in January–February and post-rainy season in June (approximately 170 mm/month for both) complete the seasonal rainfall cycle at Fortaleza (NNEB). The rest of the year is dry (<100 mm/month) or very dry (<10 mm/month in October–November).

The seasonal precipitation at Recife (ENEb) is completely different. Here, the core of the rainfall season (>350 mm/month) occurs in June–July, that is, during the poleward progression of the ITCZ. The pre-rainy season at Recife

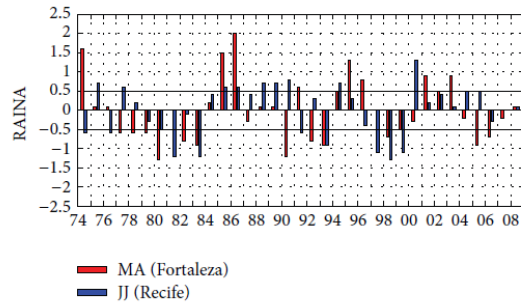


FIGURE 3: Diagram of rainfall anomalies (RAINA) at Fortaleza (March–April, red bars) and Recife (June–July, blue bars). All anomalies are detrended and normalized by their standard deviations (156 mm/month for both Fortaleza and Recife). The threshold of ± 0.5 is indicated by the bold horizontal lines.

(from 140 to 300 mm/month) occurs over four months (February–March–April–May), while the post-rainy season occurs in August (~200 mm/month). The dry season (<100 mm/month) occurs from September to January, with the minimum (<50 mm/month) occurring in November.

A longer extent of the full rainfall season at Recife (7 months, compared with 5 months at Fortaleza), combined with the core of the rainfall season in June–July, which is disconnected from the southernmost position of the ITCZ indicates that the rainfall season in the ENEb region is a complex response to the regional climatic environment. This topic will be discussed in more detail in the following section.

3.2. Oceanic Contributions to Strong Rainfall Variability at Fortaleza (NNEB) and Recife (ENEb). Because our main objective is to study extreme episodes (wettest or driest) of the rainfall seasons, we only selected the observed rainy events that exceeded an instantaneous threshold of ± 0.5 (standardized rainfall anomalies higher than +0.5 and lower than -0.5, Figure 3) during the available 35 years (1974–2008) for the core of the seasonal rainfall at Fortaleza–NNEB (i.e., March–April) and for the core of the seasonal rainfall at Recife–ENEb (i.e., June–July). For Fortaleza, we selected 20 years (57% of the 35 years) of strong rainfall variability; 8 of the years have strong positive 2-month average (MA) anomalies, and 12 of the years have strong negative 2-month average (MA) anomalies (Figure 3 and Table 1). At Recife, 18 years (51% of the 35 years) were selected; 9 of the years have strong positive 2-month average (JJ) anomalies, and 9 of the years have strong negative 2-month average (JJ) anomalies (Figure 3 and Table 1).

Over the 35-year period, positive anomalies of rainfall at Fortaleza present a low frequency signal, with positive events that last 2 to 3 years. During the following 3-year periods, that is, 1974–1976, 1984–1986, 1994–1996, and 2001–2003, positive rainfall anomalies were observed in this region in March–April. These 3-year periods of positive rainfall anomalies were generally composed of 2 strong events (> +0.5), except for the period of 1974–1976, which only experienced 1 strong event

TABLE 1: Years corresponding to the selected positive (**bold**) and negative (*bold italic*) rainfall anomalies with a threshold of ± 0.5 at Fortaleza in March-April (MA) and at Recife in June-July (JJ).

FORTALEZA		RECIFE	
Years	RAINA (MA)	Years	RAINA (JJ)
1974	+1.6	1974	-0.6
1975	+0.1	1975	+0.7
1976	+0.1	1976	-0.6
1977	-0.6	1977	+0.6
1978	-0.6	1978	+0.2
1979	-0.6	1979	-0.3
1980	-1.3	1980	-0.5
1981	0	1981	-1.2
1982	-0.8	1982	-0.1
1983	-0.9	1983	-1.2
1984	+0.2	1984	+0.4
1985	+1.5	1985	+0.6
1986	+2	1986	+0.6
1987	-0.3	1987	+0.4
1988	+0.1	1988	+0.7
1989	+0.1	1989	+0.7
1990	-1.2	1990	+0.8
1991	+0.6	1991	-0.6
1992	-0.8	1992	+0.3
1993	-0.9	1993	-0.9
1994	+0.5	1994	+0.7
1995	+1.3	1995	+0.3
1996	+0.8	1996	-0.4
1997	0	1997	-1.1
1998	-0.7	1998	-1.3
1999	-0.5	1999	-1.1
2000	-0.3	2000	+1.3
2001	+0.9	2001	+0.2
2002	+0.5	2002	+0.4
2003	+0.9	2003	+0.1
2004	-0.2	2004	+0.5
2005	-0.9	2005	+0.5
2006	-0.7	2006	-0.3
2007	-0.2	2007	0
2008	+0.1	2008	+0.1

(RAINA > +1.5 in 1974). Two other major events of rainfall with anomalies exceeding +1.5 were observed in 1985 and 1986. For negative anomalies of rainfall at Fortaleza, we also observed a low frequency signal; these negative events have 3- to 7-year durations over our study period. From 1977 to 1983, Fortaleza experienced a dry episode during which 6 of the 7 years showed strong negative rainfall anomalies (< -0.5). Other dry episodes were observed during 1992-1993, 1998-2000, and 2005-2007.

At Recife, the rainfall shows long periods of positive and negative anomalies (Figure 3, Table 1). From 1984 to 1990, 7 positive events were observed over this region, with 5 anomalies exceeding +0.5 (1985, 1986, 1988, 1989, and 1990).

Another period of positive events ranges from 2000 to 2005, with only 1 anomaly exceeding +0.5 (2000). The positive anomaly observed during the year 2000 appears to be the highest in this region for the study period. Long periods of negative anomalies were observed from 1979 to 1983 (5 years) and from 1996 to 1999 (4 years). The driest period at Recife was observed from 1997 to 1999, when 3 events involved strong negative anomalies (< -1).

Comparing the selected years of strong events at Fortaleza (20 events) and at Recife (18 events) from 1974 to 2008, we observe that only 9 selected years are common to both locations, producing a set of 29 (20 + 18 - 9) years (Table 1). During these 9 common years, only 5 events have the same sign, 2 years (1985 and 1986) have strong positive rainfall anomalies, and 3 years (1983, 1993, and 1998) have strong negative rainfall anomalies (Table 1). For the other 4 common years (1974, 1977, 1990, and 1991) of strong events, Fortaleza and Recife experienced opposite events (i.e., dry episode at Fortaleza and wet episode at Recife). We can conclude that the responses of strong events at Fortaleza and Recife to the tropical Atlantic Ocean-atmosphere interactions are different for 5/6 (24/29) cases. These observations support the hypothesis that differences in dynamics influence the difference in responses documented at Fortaleza and Recife.

To analyze the potential influence of the ocean-atmosphere variables on the strong rainfall variability of NEB coastal areas, we performed a linear regression between the interannual monthly anomalies of SST (SSTA), PWS (PWSA), and rainfall (RAINA) for the 20 and 18 selected years of strong rainfall variability at Fortaleza and Recife, respectively (Figures 4 and 5, resp.).

The SST and PWS 2-month anomalies were calculated for each core of the rainy season of Fortaleza (i.e., MA) and Recife (i.e., JJ) and for the previous 4 series of 2-month periods (i.e., FM, JF, DJ, and ND for Fortaleza and MJ, AM, MA, and FM for Recife). Figures 4 and 5 show the coefficients of the linear regressions (in mm/month/ $^{\circ}$ C) between the surface ocean-atmosphere variables and rainfall anomalies for the strong events in Table 1 for Fortaleza and Recife, respectively. These regressions are related to each of the 5 2-month periods indicated above for both Fortaleza and Recife.

The linear regression at zero lag (i.e., during March-April; MA) between 20 years of strong RAINA at Fortaleza and the tropical Atlantic variables (Figure 4, bottom right-hand panel) exhibits an obvious meridional mode pattern for SST and PWS. A strong negative relationship is observed with SST in the northwestern region of the tropical Atlantic (highest values < -280 mm/month/ $^{\circ}$ C off the mouth of the Amazon), and a positive relationship (up to +280 mm/month/ $^{\circ}$ C) is observed in a zonal region immediately south of the equator from 25 $^{\circ}$ W to the Gulf of Guinea (near 0 $^{\circ}$ W). Such an SST pattern agrees with the positive impact of the AMM (cold in the North, warm in the South), which is widely discussed in the literature, on the NNEB rainfall variability [1, 39]. However, the present analysis yields an additional understanding of the remote dynamic processes. Indeed, in the months antecedent to the seasonal rainfall at Fortaleza, from November-December (4-month lag) to March-April (zero lag), the positive southern pattern of the AMM gradually

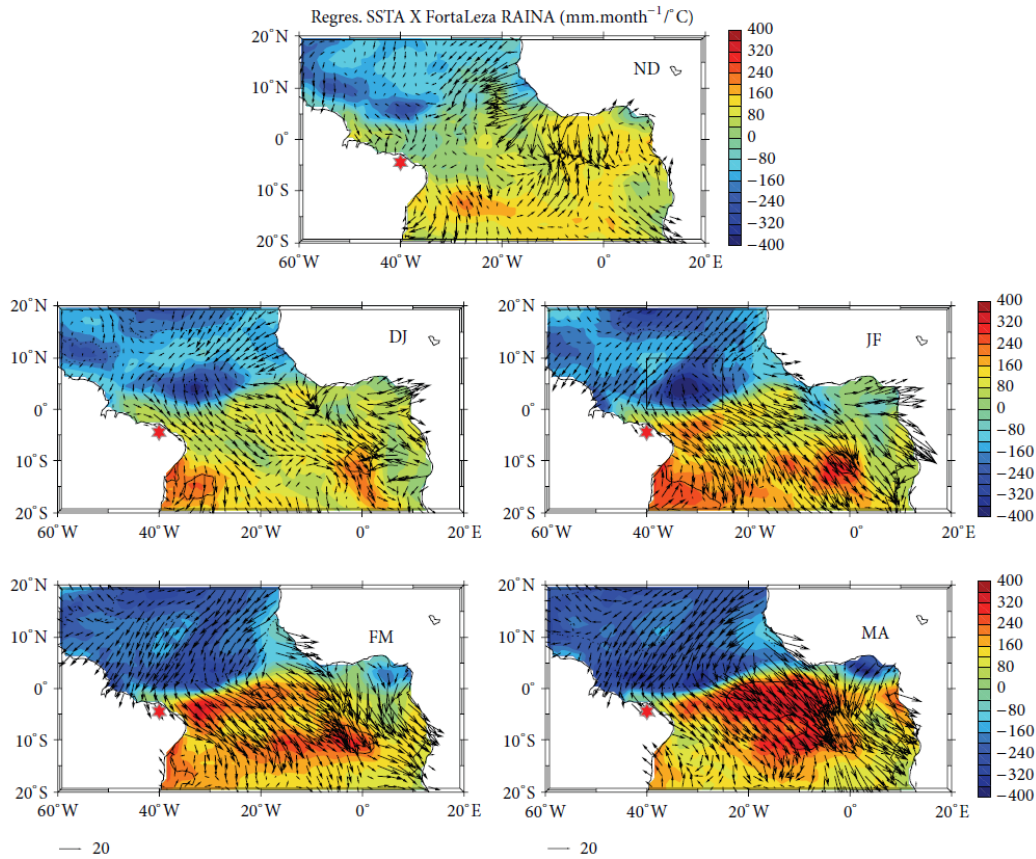


FIGURE 4: Distributions of lagged linear regression coefficients (1974–2008) between the interannual rainfall anomalies for very wet ($>+0.5$) and very dry (<-0.5) years in Fortaleza-NNEB (red star) during March-April and the interannual SST anomalies during the years selected above in the tropical Atlantic for March-April (zero lag), February-March, January-February, December-January, and November-December (4-month lag) ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}/^{\circ}\text{C}$). The vectors ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}/\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) represent linear regressions between the interannual rainfall anomalies and the interannual PWS (PWSx and PWSy) anomalies. The 95% significance level of correlation, according to a student t -test (and higher than 0.5), is plotted with a dotted line (negative) and a solid line (positive) for SSTA. Before averaging and plotting by 2-month periods, the linear trends are removed from all anomalies. The black box (NEA) relative to January-February (JF) represents a strongly influential SST variability area. NEA, which presents significant negative anomalies of SST from December-January to March-April, is used in the following for testing the forecasts of the rainfall season over NNEB.

develops, while the negative northern pattern continues to remain well organized mainly in the northwestern equatorial Atlantic (NEA), offshore of NNEB (Figure 4). Meanwhile, from the 4-month lag (November-December) to zero lag (March-April), a strong meridional perturbation of wind develops (Figure 4). A gradual, intense western equatorward relaxation of the SE trades and a gradual strengthening of the NE trades is observed from the 4-month lag to zero lag. Furthermore, in association with the subsequent formation of this AMM, the 3-4-month prior establishment of a meridional “wind dipole” (intensification in the north, relaxation in the south) also correlates with an excess of precipitation in NNEB in March-April.

A similar regression analysis between ocean-atmosphere (SSTA and PWSA) and precipitation anomalies was performed for Recife from the 4-month lag (i.e., February-March) to zero lag (i.e., June-July) for the 18 years of strong rainfall variability (Figure 5). Although the SST meridional mode is weaker in intensity, it also appears here; it has a negative correlation in the northern tropical Atlantic and a positive correlation in the southern tropical Atlantic (Figure 1). In this case, however, we found a core of significant positive coefficients (up to $+210 \text{ mm}/\text{month}/^{\circ}\text{C}$) in the southern tropical Atlantic in the eastern part of the basin ($15^{\circ}-0^{\circ}\text{W}$ and $10^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$) in February-March (4-month lag). Based on the regression analysis, from the 4-month

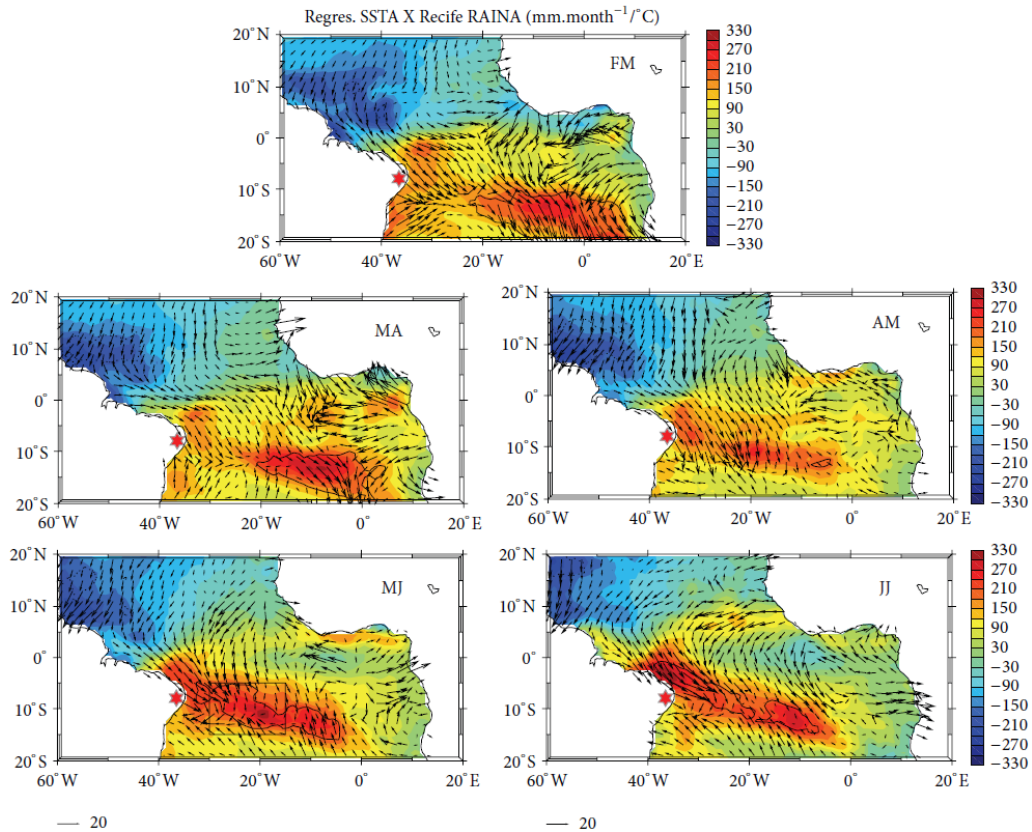


FIGURE 5: Distributions of lagged linear regression coefficients (1974–2008) between the interannual rainfall anomalies for very wet ($>+0.5$) and very dry (<-0.5) years in Recife-ENEB (red star) during June-July, and the interannual SST anomalies during the years selected above in the tropical Atlantic for June-July (zero lag), May-June, April-May, March-April, and February-March (4-month lag) ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}/^{\circ}\text{C}$). The vectors ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}/\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) represent linear regressions between the interannual rainfall anomalies and the interannual PWS (PWSx and PWSy) anomalies. The 95% significance level of correlation, according to a student t -test (and higher than 0.5), is plotted with a dotted line (negative) and a solid line (positive) for SSTA. Before averaging and plotting by 2-month periods, the linear trends are removed from all anomalies. The black box (SAWP) relative to May-June (MJ) represents a strongly influential SST variability area. The SAWP, which shows an inversion of the surface wind anomaly and a positive correlation of SSTA in May-June, is used in the following for testing the forecasts of the rainfall season over ENEB.

to zero-month lag, the core of strong positive correlation (95% significant level) shows a northwestward propagation. This signal propagates from the eastern part of the southern tropical Atlantic in February-March to the ENEB coast (5° – 15°S) in June-July. From the 4-month lag to zero lag of the regression analysis between the PWSA and the seasonal RAINA at Recife (Figure 5), our results show an abnormal strengthening of the southeasterly wind over the warm water in the southwestern tropical basin a few weeks before the rainy season in ENEB. Such acceleration of the SE trade system increases just before the ENEB rainy season and increases humidity and precipitation throughout the eastern part of the South America. The northwestward propagation of the significant correlation of SST anomalies observed in Figure 5 follows the same pathway of the westward flow of

the southern branch of the South Equatorial current (sSEC), which is located between 10°S and 25°S [40]. The estimated speed of the western limit of the area of significant correlation from 20°W (February-March) to 35°W (June-July) near the ENEB coast is ~ 0.16 m/s based on 4 months between February-March and June-July (Figure 5). This velocity is comparable with the mean current speed of the sSEC south of 10°S in the tropical Atlantic, which was estimated as ~ 0.15 m/s by Richardson and McKee [41] and ~ 0.10 m/s by Stramma [40]. Near the Brazilian coast, the sSEC bifurcates between 17°S and 13°S into the southward Brazil Current (BC) and the North Brazil Undercurrent-North Brazil Current (NBUC-NBC), which carries southern tropical Atlantic warm water to the Northern Hemisphere [42, 43]. The northward direction of the positive correlation between SSTA and ENEB RAINA

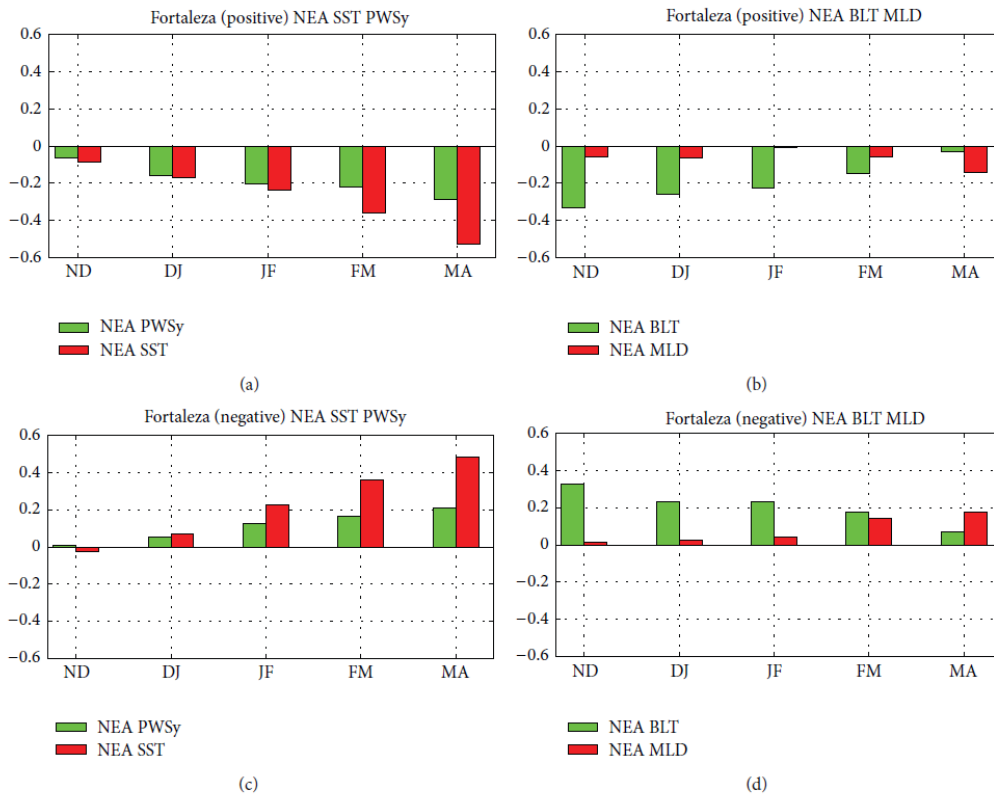


FIGURE 6: Temporal evolution of the NEA (averaged over 40° – 25° W and 0° – 10° N) of SST and meridional PWS anomalies ((a) and (c)); MLD and BLT anomalies ((b) and (d)) from November-December (ND) to March-April (MA). ((a) and (b)) Composites are relative to 8 years of positive ($>+0.5$) normalized rainfall anomalies at Fortaleza (NNEB), and (c) and (d) composites are relative to 12 years of negative (<-0.5) normalized rainfall anomalies at Fortaleza (NNEB).

(Figure 5) along the NEB coast in June-July (0-month lag) supports the northward transport of heat to the Northern Hemisphere by the NBUC-NBC system and is documented in the literature [40, 43, 44].

3.3. Early Evolution of Oceanic Parameters Linked to Strong Rainfall Variability. Figure 6(a) shows the evolution of the composite of SST and PWSy anomalies in the NEA (40° – 25° W and 0° – 10° N, black box in Figure 4, left panel: January-February) from November-December (ND) to March-April (MA) during the wettest years (Figure 6(a)) and the driest years (Figure 6(b)) at Fortaleza. We considered the meridional component of PWS (PWSy) in the NEA because it primarily influences the meridional mode (Figure 4). The NEA is considered for the forecasting index because this region presents strong negative correlations of SST and surface wind with NNEB rainfall from December–January to March–April. Our composite is based on the 8 years of heavy rainfall (RAINA $> +0.5$, Figure 3, Table 1) and the 12 years of

very dry episodes (RAINA < -0.5 , Figure 3, Table 1) at Fortaleza. Here, positive (negative) anomalies of PWSy indicate a weakening (strengthening) of the meridional component of the northeasterly wind. For the composite of heavy rainfall years, both SST and PWSy in the NEA present negative anomalies that intensify from November-January to March-April (Figure 6(a)). The negative normalized SST anomaly in the NEA area intensifies from -0.09 in November-December to -0.52 in March-April. The negative normalized anomaly of PWSy in the NEA increases from -0.06 (November-December) to -0.28 (March-April). This evolution of SST and PWSy suggests that abnormal intensification of the meridional component of the northeasterly wind from November-December to March-April is associated with more evaporation and negative SST anomalies in the NEA, humidity transport to NNEB and heavy rainfall. The amplitudes of the variations of the normalized SST anomaly (-0.43) and PWSy anomaly (-0.22) from November-December to March-April suggest that the variation of the SST in the NEA has a greater effect on the NNEB heavy rainfall.

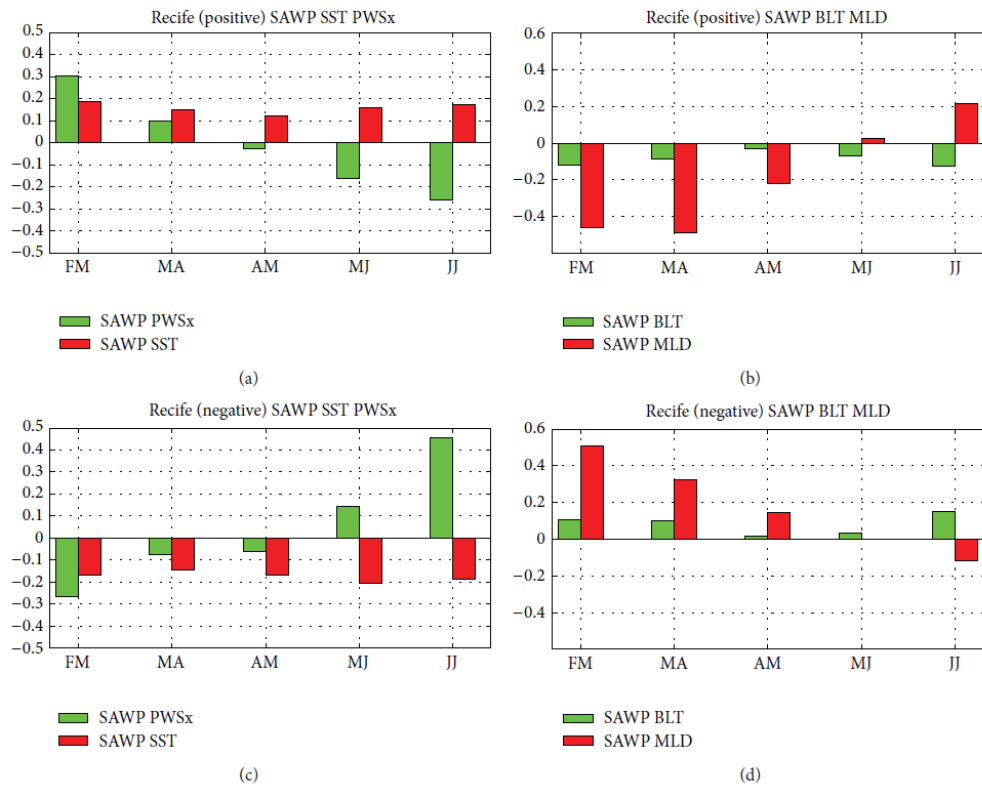


FIGURE 7: Temporal evolution of the SAWP (averaged over 30°–15°W and 15°–5°S): SST and zonal PWS (averaged over 30°–15°W and 20°–10°S for PWSx) anomalies ((a) and (c)); MLD and BLT anomalies ((b) and (d)) from February–March (FM) to June–July (JJ). ((a) and (b)) Composites are relative to 9 years of positive (>+0.5) normalized rainfall anomalies at Recife (ENEb), and ((c) and (d)) Composites are relative to 9 years of negative (<–0.5) normalized rainfall anomalies at Recife (ENEb).

In order to look at possible lagged relationship between oceanic subsurface features in the NEA region and the Fortaleza heavy rainfall, Figure 6(b) shows evolution of the composite of mixed layer depth (MLD) and barrier layer thickness (BLT) anomalies from November–December (ND) to March–April (MA) during the wettest years. Since all climatological values of BLT (area averaged over both NEA and SAWP) are positive, negative (positive) anomaly of BLT indicates deep (shallow) salinity stratification within the isothermal layer. The strong negative anomaly of BLT increases from November–December (–0.32) to March–April (–0.04). The comparison of the evolutions of the MLD and BLT during this period shows that the increase of BLT is not associated with increase of the MLD. This observation suggests that, during years of heavy rainfall in NNEB, the BLT in the NEA that is previously thinner than normal in November–December increases with the intensification of the meridional PWS, which is associated with negative anomaly of the SST.

Analyzing the composite of the driest years at Fortaleza, the normalized anomalies of SST and PWSy in the

NEA increase positively from December–January (–0.02 and +0.01, resp.) to March–April (+0.48 and +0.21, resp.) (Figure 6(c)). Again, the amplitudes of the variations of the normalized SST anomaly (+0.5) and PWSy anomaly (+0.2) from November–December to March–April suggest that the variation of SST in the NEA has a greater effect on the NNEB dry events. In this configuration, the abnormal weakening of the meridional component of the southeasterly wind from November–December to March–April associated with a positive anomaly of SST induces dry episodes over NNEB.

The composite of BLT on the NEA during the driest years shows a decrease of strong positive anomaly from November–December (0.32) to March–April (0.5). This decrease of the BLT is associated with a relative increase of the MLD. In this case, the BL that is previously thicker than normal in November–December decreases with the relaxation of the meridional PWS, which is associated with positive anomaly of the SST.

Figures 7(a) and 7(c) shows the evolution of the composite of SST and PWSx anomalies in the southwestern Atlantic warm pool (SAWP) (30°–15°W and 15°–5°S for SST and

30°–15°W and 20°–10°S for PWSx) from January–February to June–July during the wettest years (Figure 7(a)) and the driest years (Figure 7(c)) at Recife. The composite is based on the 9 years of heavy rainfall (RAINA > +0.5, Figure 3, Table 1) and the 9 years of very dry episodes (RAINA < –0.5, Figure 3, Table 1) at Recife. Positive (negative) anomalies of PWSx indicate weakening (strengthening) of the zonal component of the southeasterly wind. Although the SAWP does not represent the highest correlation of both SSTA and PWSx anomalies to ENEB rainfall, we considered the SAWP for averaging SSTA and PWSx anomalies to examine the time evolution of the zonal mode in the southern tropical Atlantic (see Figure 5, left-hand panels). The SAWP offshore of Brazil (5°–15°S and 30°–20°W) is a region of weak seasonal to interannual variability of SST [29–33] where the standard deviation is 0.2–0.3°C for the monthly anomalies (see Figure 1(a)). This region also has the advantage of experiencing an inversion of the zonal wind anomaly from February–March to June–July (Figure 5, left-hand panels) near the Brazilian coast; this inversion should be important in the zonal transport of humidity to ENEB.

During years with strong positive rainfall anomalies at Recife, SSTA remains strongly positive in the SAWP from January–February to June–July, while PWSx presents positive anomalies (weak westward wind) during February–March and progressively intensifies to strong negative anomalies (strong westward wind) in June–July (Figure 7(a)).

Figure 7(b) shows the evolutions of the composite of MLD and BLT in the SAWP. The MLD that presents strong negative anomaly (–0.45) in February–March and progressively increases to positive anomaly (+0.22) in June–July while the BLT does not present a particular trend. The comparison of the evolution of the zonal component of the PWS with that of the MLD shows that wind intensification is associated with a deepening of the MLD in the SAWP. This pattern suggests that the abnormal intensification of the zonal component of the southeasterly wind from February–March to June–July over the SAWP warm water, which is associated with a deepening of the MLD, transports more humidity to the ENEB coast. These observations support that the SAWP (region of weak variability of monthly SST anomalies) should be used as index of prediction for strong rainfall events in ENEB.

The opposite effect is observed during years of strong negative June–July rainfall anomalies in ENEB; the SST anomaly remains negative in the SAWP from January–February to June–July, while the zonal component of PWS, which presents a negative anomaly (strong westward wind) in February–March, progressively decelerates to a positive anomaly (weak westward wind) in June–July (Figure 7(c)).

The analysis of the composite of the MLD during driest years shows a decrease of strong positive anomaly (+0.5) in February–March to negative anomaly (–0.1) in June–July while the BLT does not present a particular trend (Figure 7(d)). The comparison of the evolution of the zonal component of the PWS with that of the MLD shows that wind relaxation is associated with a shallower MLD in the SAWP.

In this case, during years of negative SST anomalies in the SAWP, the abnormal relaxation of the zonal component of the southeasterly wind from February–March to June–July, associated with shallow MLD, over the relatively cold water of the SAWP is responsible for the dry episodes in ENEB.

4. Summary

Northeast Brazil experiences various rainfall regimes. Severe droughts occur in the interior countryside (semiarid region), while extreme precipitation events occur along the northern and eastern coasts. In both of these situations, the ocean plays an important role because the rainfall anomalies, whether negative or positive, occur through the exchange of mass, momentum, and heat with the surrounding and distant atmosphere. The influence of the tropical oceans on the occurrence of prolonged drought in the semiarid region of Northeast Brazil has been extensively studied. Scientific results suggest the remote influence of El Niño/La Niña events on the variability of SST anomalies in the tropical Atlantic, generating conditions of SST and trade winds that influence the southern migration of the ITCZ and rainfall.

In this study, we investigate the potential influence of the tropical Atlantic Ocean on the seasonal and interannual variability of rainfall at Fortaleza–NNEB and Recife–ENEb. This distinction is necessary because the rainfall regimes in these areas are variable throughout the year and suggest the occurrence of distinct (spatially and/or temporally) oceanic forcing on the rainfall variability.

We used the rainfall measurements for 1974–2008 at the Fortaleza and Recife meteorological stations, which are located in the NNEB and ENEB regions, respectively. Historical series of oceanic and atmospheric data, such as the SST and PWS, of the tropical Atlantic for different periods were analyzed and correlated with the rainfall measurements.

The results confirm the findings of previous studies that suggest that the seasonal and interannual variability of rainfall anomalies in NNEB is correlated with surface temperature anomalies in the tropical Atlantic on both sides of the equator, the AMM. In this configuration, a cooling of the northern portion of the tropical Atlantic, in conjunction with the above-average heating of the southern portion, induces the southward migration of the ITCZ; thus, anomalous rains occur in Fortaleza. A few months antecedent to the seasonal rainfall at Fortaleza, the positive southern pattern of the meridional SST dipole gradually develops, while the negative northern pattern continues to remain well organized in the northwestern equatorial Atlantic offshore of NEB. These analyses indicate a strong influence of the SST anomalies and meridional wind anomalies in the northwestern equatorial Atlantic, offshore of NEB, on the establishment of the AMM, and a predictive effect of this area on the NNEB rainfall. In contrast, the opposite oceanic conditions of the AMM, which are remotely strengthened by the occurrence of El Niño in the Pacific Ocean, hinder the southward migration of the ITCZ. This phenomenon plays a role in the long, dry periods that periodically affect NNEB and the semiarid region of Northeast Brazil.

A different ocean-atmospheric configuration is verified in ENEB and influences the strong variability of rainfall. In this case, strong positive rainfall anomalies are positively correlated with SST in the southern tropical Atlantic. A negative correlation with SST is observed in the northern tropical Atlantic, primarily in the western area (from the coast to 40°W and 5°–15°N). Therefore, intense rainfall in this area generally occurs during negative phases of the AMM; however, the northwestward propagation of the SST anomaly from the southeastern tropical Atlantic (15°–0°W and 10°–20°S) to the SAWP offshore of Brazil is also a strong influence. The northwestward propagation has an estimated speed of ~0.16 m/s, which is comparable to the mean velocity of the westward sSEC flow described in the literature. We believe that the sSEC acts as a primary pathway for cross-oceanic heat transport from the southeastern tropical Atlantic to the SAWP area offshore of Brazil. The equatorward direction of the area of intense positive correlation observed during June–July (0-month lag) along the Brazilian coast suggests a northward propagation of the ocean heat from the south tropical Atlantic to the Northern Hemisphere. We argue that this equatorward propagation of heat, which was previously transported from the southeastern tropical Atlantic to the Brazilian coast, joins the NBC and the North Brazil Current (NBC) after bifurcation near the coast. Previous studies have shown that the equatorward current system along the Brazilian coast is responsible for the heat transport from the southern tropical Atlantic to the Northern Hemisphere [40, 43]. In this configuration, the southeasterly wind intensification during the late boreal spring and the positive anomaly of sea surface temperature in the southern tropical Atlantic induce the westward transport of warm water via the southern branch of the SEC and the intense rainfall over ENEB during June–July. During the negative phase of the AMM, it appears that the zonal mode of the southern tropical Atlantic strongly influences ENEB rainfall. During negative (positive) AMM, positive (negative) anomalies of sea surface temperature in the SAWP from February–March to June–July favor (hinder) heat accumulation in the western part of the basin, which induces wet (dry) events in ENEB. The wind speed analysis corroborates the observation that the oceanic heat flux is transported from the SAWP to ENEB through the zonal surface wind convergence induced by the westward gradient [4]. During wet years, the zonal wind in the southwestern tropical Atlantic strengthens from February–March (positive anomalies) to June–July (negative anomalies); the opposite effect is observed for dry years. In definitive, it appears that a monitoring of SST and wind anomalies in the SAWP from February–March should be important for predicting June–July heavy rainfall or droughts events in ENEB.

The results presented here indicate that tropical Atlantic Ocean-atmosphere interactions uniquely influence NNEB and ENEB rainfall at seasonal and interannual time scales. The establishment of the AMM from November–December to March–April influences NNEB, while ENEB is mainly influenced by the zonal mode of the ocean-atmosphere interactions in the southern tropical Atlantic. The analysis of the mixed layer depth and the barrier layer thickness

shows that the subsurface features of the NEA and SAWP differently influence the NNEB and ENEB heavy rainfall, respectively. Heavy rainfall in NNEB is mainly associated with barrier layer increase on the NEA while heavy rainfall in ENEB is associated with mixed layer increase on the SAWP. This observation should partially explain why strong rain anomalies in NNEB (ENE) are associated with negative (positive) anomalies of SST in the NEA (SAWP). However, the oceanic contributions to Northeast Brazil rainfall remain unclear at the intraseasonal time scale, which includes an important forcing of high frequency extreme rain events observed in Northeast Brazil. However, the Agulhas rings, which derive from the current retroreflection at the edge of South Africa, are the dominant mechanism by which warm and saline water flows from India to the Atlantic Ocean [45, 46]. It would be interesting to investigate the influence of the core anomaly region related to the Agulhas eddy corridor on the interannual variability of the ocean-atmosphere anomalies observed in the southeastern tropical Atlantic, which has been shown to be an important early warning area for understanding and forecasting strong rainfall variability along the east coast of Northeast Brazil. It would also be important to do further investigations on the subsurface features of NEA and SAWP regions and their potential impact in NNEB and ENEB rainfall variability, respectively.

Conflict of Interests

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

This work is a contribution of the INCT AmbTropic, the Brazilian National Institute of Science and Technology for Tropical Marine Environments, CNPq/FAPESB (Grants 565054/2010-4 and 8936/2011). G. A. Hounsou-gbo thanks *Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE)* for Grant IBPG-0646-1.08/10 and the International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA-Unesco Chair), UAC. Bénin. J. Servain thanks CNPq for the Grant *Pesquisador Visitante Especial (PVE)* associated with Project *Mudanças Climáticas no Atlântico Tropical (MUSCAT)*, Process No.: 400544/2013-0. FUNCEME (Project BTT FUNCEME/FUNCAP, Edital 10/2013) is thanked for its support during the stay of J. Servain at Fortaleza, CE, Brazil.

References

- [1] A. D. Moura and J. Shukla, "On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model," *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 38, no. 12, pp. 2653–2675, 1981.
- [2] P. Nobre and J. Shukla, "Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America," *Journal of Climate*, vol. 9, no. 10, pp. 2464–2479, 1996.
- [3] J. M. B. Alves, J. Servain, and J. N. B. Campos, "Relationship between ocean climatic variability and rain-fed agriculture in

- northeast Brazil," *Climate Research*, vol. 38, no. 3, pp. 225–236, 2009.
- [4] Y. K. Kouadio, J. Servain, L. A. T. Machado, and C. A. D. Lentini, "Heavy rainfall episodes in the eastern northeast Brazil linked to large-scale ocean-atmosphere conditions in the tropical Atlantic," *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 369567, 16 pages, 2012.
- [5] S. Hastenrath and L. Greischar, "Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies," *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no. 3, pp. 5093–5102, 1993.
- [6] V. B. Rao, M. C. De Lima, and S. H. Franchito, "Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil," *Journal of Climate*, vol. 6, no. 9, pp. 1754–1763, 1993.
- [7] V. B. Rao, I. F. A. Cavalcanti, and K. Hada, "Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America," *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, vol. 101, no. 21, pp. 26539–26551, 1996.
- [8] S. Hastenrath, "Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review," *Climatic Change*, vol. 112, no. 2, pp. 243–251, 2012.
- [9] D. E. Waliser and C. Gautier, "A satellite-derived climatology of the ITCZ," *Journal of Climate*, vol. 6, no. 11, pp. 2162–2174, 1993.
- [10] R. G. Wagner, "Mechanisms controlling variability of the inter-hemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic," *Journal of Climate*, vol. 9, no. 9, pp. 2010–2019, 1996.
- [11] S. Hastenrath, "Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts," *Progress in Oceanography*, vol. 70, no. 2–4, pp. 407–415, 2006.
- [12] V. E. Kousky and N. J. Ferreira, "Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: their spatial distributions, origins and effects," *Monthly Weather Review*, vol. 109, no. 9, pp. 1999–2008, 1981.
- [13] A. Diedhiou, S. Janicot, A. Viltard, and P. de Felice, "Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic," *Geophysical Research Letters*, vol. 25, no. 15, pp. 2805–2808, 1998.
- [14] A. Diedhiou, L. A. T. Machado, and H. Laurent, "Mean kinematic characteristics of synoptic easterly disturbances over the Atlantic," *Advances in Atmospheric Sciences*, vol. 27, pp. 483–499, 2010.
- [15] L. A. T. Machado, R. L. Guedes, and M. A. S. Alves, "Structural characteristics of convective systems and forcing of convection in South America observed by satellites (Características Estruturais de Sistemas Convectivos e Forçantes da convecção na América do Sul observados por satélites)," *Edição Comemorativa dos dez anos do Climanálise*, pp. 110–122, 1997.
- [16] H. Laurent, L. A. T. Machado, C. A. Morales, and L. Durieux, "Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment," *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, vol. 107, no. 20, pp. LBA 21-1–LBA 21-17, 2002.
- [17] C. Wang, D. B. Enfield, S.-K. Lee, and C. W. Landsea, "Influences of the Atlantic warm pool on western hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes," *Journal of Climate*, vol. 19, no. 12, pp. 3011–3028, 2006.
- [18] D. B. Lucena, J. Servain, and M. F. G. Filho, "Rainfall response in Northeast Brazil from ocean climate variability during the second half of the 20th century," *Journal of Climate*, vol. 24, no. 23, pp. 6174–6184, 2011.
- [19] A. W. Robertson, C. R. Mechoso, and Y.-J. Kim, "The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic oscillation," *Journal of Climate*, vol. 13, no. 1, pp. 122–138, 2000.
- [20] R. Zhang and G. K. Vallis, "Impact of great salinity anomalies on the low-frequency variability of the North Atlantic climate," *Journal of Climate*, vol. 19, no. 3, pp. 470–482, 2006.
- [21] J. Servain, J. Picaut, and A. J. Busalacchi, "Chapter 16 interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress," *Elsevier Oceanography Series*, vol. 40, pp. 211–237, 1985.
- [22] J. Servain, M. Séva, S. Lukas, and G. Rougier, "Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980–1984," *Ocean-Air Interactions*, vol. 1, pp. 109–182, 1987.
- [23] J. Servain and S. Lukas, *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature 1985-1989*, vol. 70, IFREMER, Plouzané, France, 1990.
- [24] S. R. Smith, J. Servain, D. M. Legler, J. N. Stricherz, M. A. Bourassa, and J. J. O'Brien, "In situ-based pseudo-wind stress products for the tropical oceans," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 85, no. 7, pp. 979–994, 2004.
- [25] L. Yu and R. A. Weller, "Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005)," *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 88, no. 4, pp. 527–539, 2007.
- [26] L. Yu, X. Jin, and R. A. Weller, "Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables," Tech. Rep. OA-2008-1, Woods Hole Oceanographic Institution, 2008.
- [27] L. Yu and X. Jin, "Buoy perspective of a high-resolution global ocean vector wind analysis constructed from passive radiometers and active scatterometers (1987-present)," *Journal of Geophysical Research C*, vol. 117, no. 11, Article ID C11013, 2012.
- [28] J. Picaut, "Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic," *Journal of Physical Oceanography*, vol. 13, no. 1, pp. 18–37, 1983.
- [29] M. Silva, M. Araujo, J. Servain, and P. Penven, "Circulation and heat budget in a regional climatological simulation of the southwestern tropical Atlantic," *Tropical Oceanography*, vol. 39, pp. 41–57, 2009.
- [30] M. Silva, M. Araujo, J. Servain, P. Penven, and C. A. D. Lentini, "High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic," *Ocean Modelling*, vol. 30, no. 4, pp. 256–269, 2009.
- [31] C. M. Limongi, M. Araujo, I. C. Freitas, and M. Rollnic, "Massas d'água da região oeste do Atlântico tropical—ZEE-NE," in *Meteorologia e Sensoriamento Remoto, Oceanografia Física, Oceanografia Química e Oceanografia Biológica—Program REVIZEE—SCORE Nordeste*, F. H. V. Hazin, Ed., vol. 1, pp. 56–68, Martins & Cordeiro, Fortaleza, Brazil, 1st edition, 2009.
- [32] C. M. Limongi, M. Araujo, M. Rollnic, and I. C. Freitas, "Estrutura termohalina da região oeste do Atlântico tropical—ZEE-NE," in *Meteorologia e Sensoriamento Remoto, Oceanografia Física, Oceanografia Química e Oceanografia Biológica—Program REVIZEE—SCORE Nordeste*, F. H. V. Hazin, Ed., vol. 1, pp. 40–54, Martins & Cordeiro, Fortaleza, CE, Brazil, 2009.
- [33] M. Araujo, C. M. Limongi, J. Servain et al., "Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil," *Ocean Science*, vol. 7, no. 1, pp. 63–73, 2011.
- [34] J. Mignot, C. de Boyer Montégut, A. Lazar, and S. Cravatte, "Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean:

2. Tropical areas,” *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, vol. 112, no. 10, Article ID C10010, 2007.
- [35] M. Araujo, C. Limongi, J. Servain et al., “Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil,” *Ocean Science*, vol. 7, no. 1, pp. 63–73, 2011.
- [36] J. Sprintall and M. Tomczak, “Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, pp. 7305–7316, 1992.
- [37] J. Vialard and P. Delecluse, “An OGCM study for the TOGA decade. Part I: role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool,” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 28, no. 6, pp. 1071–1088, 1998.
- [38] C. de Boyer Montégut, G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, “Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology,” *Journal of Geophysical Research C*, vol. 109, no. 12, 2004.
- [39] J. Servain, “Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, no. 8, pp. 15137–15146, 1991.
- [40] L. Stramma, “Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic,” *Journal of Marine Research*, vol. 49, pp. 281–294, 1991.
- [41] P. L. Richardson and T. K. McKee, “Average seasonal variation of the Atlantic equatorial currents from historical ship drifts,” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 14, pp. 1226–1238, 1984.
- [42] R. R. Rodrigues, L. M. Rothstein, and M. Wimbush, “Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: a numerical study,” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 37, no. 1, pp. 16–30, 2007.
- [43] F. A. Schott, J. Fischer, and L. Stramma, “Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic,” *Journal of Physical Oceanography*, vol. 28, no. 10, pp. 1904–1928, 1998.
- [44] L. Stramma, J. Fischer, P. Brandt, and F. Schott, “Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic,” *Elsevier Oceanography Series*, vol. 68, pp. 1–22, 2003.
- [45] M. Rouault, P. Penven, and B. Pohl, “Warming in the agulhas current system since the 1980’s,” *Geophysical Research Letters*, vol. 36, no. 12, pp. 1–5, 2009.
- [46] L. M. Beal, W. P. M. de Ruijter, A. Biastoch et al., “On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate,” *Nature*, vol. 472, no. 7344, pp. 429–436, 2011.

Anexo 2

Oceanic indices to forecast the seasonal rainfall over the Northern Northeast of Brazil

G. A. Hounsou-Gbo^{1,2,8}, J. Servain^{3,7}, M. Araujo¹, E. S. Martins⁴, B. Boulès^{2,5} and G. Caniaux⁶

¹*Departamento de Oceanografia, UFPE, Recife-PE, Brazil.*

²*International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA), UNESCO Chair, Cotonou, Benin*

³*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), LOCEAN, Paris, France*

⁴*Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Fortaleza-CE, Brazil.*

⁵*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), LEGOS, Brest, France*

⁶*CNRM/ GAME (Météo-France/ CNRS) Toulouse, France.*

⁷*Visiting scientist at Departamento de Oceanografia, UFPE, Recife-PE, Brazil.*

⁸*Corresponding author email: h.aubains@gmail.com*

Prepared to be submitted to
Journal of Applied Meteorology and Climatology - JAMC

(July 2015)

Abstract

A detailed study of a lagged relationship between oceanic climate conditions in the northwestern equatorial Atlantic (NWEA) and the seasonal rainfall over the northern northeast of Brazil (NNEB) allows for the identification of a valuable potential to forecast large climate events with a delay of a few months. The analysis is based on observed sea surface variables (sea surface temperature-SST, wind stress, and latent heat flux) and reanalysis of the subsurface temperature and salinity profiles at depths of 0-150 m during the period of 1974-2008. We show that progressive perturbations in the Wind-Evaporation-SST (WES) mechanism over the NWEA during the last months of the year and the first months of the following year are of primary importance in evaluating the risk that strong climate events will occur during the peak of the subsequent seasonal rainfall over the NNEB in March-April. Especially interesting are the status of the barrier layer thickness (BLT) and the ocean surface layer heat content (OHC) in the NWEA region from August-September through the subsequent months, during which a slow and

steady evolution is apparent. Through their relationship with the local surface dynamic conditions, such BLT and OHC perturbations during the last months of the year can be used as a valuable indicator in forecasting, especially for wet or dry events over the NNEB during the subsequent rainfall season. The discussion ends with a proposal to deploy additional temperature/conductivity sensors down to a depth of 140 m for three PIRATA moorings located in the NNEA region.

1 - Introduction

Except along the coast, the climate of the northeast of Brazil (NEB) is largely semiarid, with notable variability in seasonal and interannual rainfall. Exceptionally wet or dry episodes are often associated with worldwide and regional climate phenomena, such as El Niño-La Niña episodes (Philander 1990; Giannini et al. 2004) or the formation of a meridional sea surface temperature (SST) gradient over the tropical Atlantic (Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981; Servain, 1991; Hastenrath and Greischar, 1993; Ayina and Servain, 2003; Giannini et al., 2004).

During El Niño episodes, there is a tendency toward the inhibition of convective activity over the western tropical Atlantic, which is associated with predominantly weak precipitation, especially off the northern coast of the NEB (Uvo et al., 1998; Saravanan and Chang, 2000). Conversely, during La Niña occurrences, there is often a reinforcement of the westward convective system over this oceanic region, which is favorable to more precipitation over the NEB.

During a typical negative phase of the meridional SST gradient, which is characterized by a negative SST anomaly and enhanced evaporation in the northern tropical Atlantic as well as a positive SST anomaly and less evaporation in the south, the thermal gradient is directed toward the Southern Hemisphere (Chang et al., 1997). Consequently, the intertropical convergence zone (ITCZ) - characterized by a maximal level of cloudiness and precipitation - is predominantly located to the south of its climatological position. This generally leads to more rain over the NEB, especially in the northern subregion (Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981; Hastenrath, 1990). Conversely, during a positive phase of the meridional SST gradient, the ITCZ moves northward from its climatological position and precipitation rates are generally below average in the NEB. In some instances, these changes can lead to dramatic dry episodes in the region. Chang et al. (1997) interpreted this ocean-atmosphere relationship in the tropical Atlantic basin as a positive feedback phenomenon linked to the Wind-Evaporation-SST (WES) mechanism that sustains the meridional SST gradient.

Based on data from the second half of the Twentieth Century, Lucena et al. (2011) reported that the climatic impact related to the tropical Atlantic itself seems significantly more consistent than that directly linked to El Niño-La Niña episodes. In fact, the primary reason for wet or dry episodes in the NEB is the development of negative or positive meridional gradient patterns. Except for very strong El Niño or La Niña episodes, the Pacific influence serves only as a secondary contribution to rainfall variability. Additional reasons for the seasonal rainfall in the NEB include local deep

convection, atmospheric instability, breeze occurrences, and atmospheric easterly waves.

Precise operational monitoring of sea surface conditions (SST, wind, evaporation, etc.) in the most sensitive ocean areas as related to precipitation over the NEB is thus of paramount importance for understanding and predicting potential major events during the upcoming rainy season in this region. This effort is the main objective of the present study, which is an academic and practical extension of a recent article published by Hounsou-Gbo et al. (2015) [hereafter HG-2015], in which it is noted that abnormal surface and subsurface conditions in the tropical Atlantic exhibit a valuable relationship with the subsequent seasonal rainfall over two particular subregions of the NEB. The present study focuses on the first of these subregions, the northern NEB, hereafter referred to as the NNEB. The peak of the rainfall season in the NNEB, which is statistically well represented (see HG-2015) by data from the meteorological station at Fortaleza, Ceará, occurs during the March-April period. The low-frequency variability of meteo-oceanic information collected over the northwestern region of the equatorial Atlantic (NWEA) is analyzed here to forecast the seasonal rainfall in the NNEB a few months in advance.

After a brief description of the data used and the method of analysis applied (Section 2), we enlarge in Section 3 several of the main results of HG-2015 that are fundamentally associated with the relationship between the oceanic conditions in the NWEA and the subsequent rainfall season over the NNEB. In Section 4, we focus on the oceanic potential to predict the intensity of the seasonal rainfall in the NNEB. Finally, a technical solution for the implementation of a warning system for strong wet or dry March-April events in the NNEB region is proposed in the final section. This solution is based on achieving a higher vertical resolution for real-time observations of temperature and salinity at three “Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic” (PIRATA) buoys located in the NWEA (Servain et al., 1998; Boulès et al., 2008).

2- Data and method

The observed and simulated data used here are partially the same as those used by HG-2015. Because of the unavoidable homogeneity in the different jointly analyzed data bases, the study period is limited to 1974-2008 (35 years), with a monthly temporal resolution. The precipitation data set is composed of rainfall observations measured at a meteorological station at Fortaleza, Ceará (03°43 S; 38°32 W). It has been proven (not shown here) that these data, obtained from the *Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos-FUNCEME* (<http://www.funceme.br>), are representative (COR=0.88) of the average precipitation over the entire NNEB (03° S to 05° S; 43° W to 38° W). In the following, any mention of precipitation at Fortaleza or in the NNEB should be taken to refer to the same variable. From among the 35 years of the study period, HG-2015 selected 20 years with strong rainfall events (absolute value > 0.5 STD) during the peak of the rainy season (March-April, hereafter MA). Among these 20 episodes, 8 were very wet (1974, 1985, 1986, 1991, 1995, 1996, 2001, and 2003), whereas 12 were very dry (1977, 1978, 1979, 1980, 1982, 1983, 1990, 1992, 1993, 1998, 2005, and 2006).

All meteorological and oceanic data sets used here provide data from the tropical Atlantic (20° N to 20° S), with various spatial resolutions. Monthly pseudo-wind stress (PWS) vectors, with a 2° × 2° resolution, were obtained from the Servain data set (Servain et al., 1985; Smith et al., 2004), which is routinely processed at Funceme (<http://www.funceme.br>) from individual World Meteorological Office (WMO) Voluntary Observing Ship (VOS) reports, buoy measurements (including the PIRATA network) and other in situ Ocean Data Acquisition Systems (ODASs). Monthly observed SST and latent heat flux (LHF) data, with a 1° × 1° resolution, were obtained from the Objectively Analyzed air-sea Fluxes Project (OAFlux; Yu and Weller, 2007) and are available from the Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) (<http://oafux.whoi.edu>).

Simulated oceanic temperature and salinity data were obtained from the Simple Ocean Data Assimilation analysis (SODA; Carton and Giese, 2008) available at <http://iridl.ldeo.columbia.edu>, with a 0.5° × 0.5° horizontal resolution. The SODA reanalysis are vertically distributed in 40 levels, from 5m to 5375 m, with 10 m spacing in the top layer. These subsurface data, linearly interpolated to 1 m spacing in the top layer, are used to determine the monthly isothermal layer depth (ILD) and the density mixed layer depth (MLD). In the present study, using the criterion $\Delta T = -0.2^{\circ}\text{C}$ (de Boyer Montégut et al., 2004), the ILD corresponds to the depth at which the temperature is equal to $\text{SST}_{\text{so}} + \Delta T$, where SST_{so} is the SODA temperature at $Z_{\text{ref}} = 5$ m. We consider the reference depth (Z_{ref}) at 5 m instead of that at 10 m, as used by de Boyer Montégut et al. (2004) for individual profiles, because of the vertical resolution of the SODA reanalysis and the characteristics of the tropical Atlantic. First, the

shallowest levels of the SODA temperature and salinity profiles are situated at 5 m. Second, in the tropical Atlantic, the thermocline can sometimes be shallower than 10 m, predominantly during the boreal summer in the eastern equatorial region and especially during the cold tongue season. The MLD is determined using the density (σ) criterion with $\Delta\sigma = (\text{SST}_{\text{SO}} + \Delta T, \text{SSS}_{\text{SO}}, P_0) - (\text{SST}_{\text{SO}}, \text{SSS}_{\text{SO}}, P_0)$ (Sprintall and Tomczak, 1992; de Boyer Montégut et al., 2004, de Boyer Montégut et al., 2007), which is the density difference for the same change in temperature (ΔT) at constant salinity. SST_{SO} and SSS_{SO} are the SODA temperature and salinity values, respectively, at $Z_{\text{ref}} = 5$ m, and P_0 is the pressure at the ocean surface. With this criterion, the MLD corresponds to the depth at which the potential density has increased from the reference depth by a threshold of $\Delta\sigma$ ($\sigma_0 + \Delta\sigma$), where σ_0 is the potential density value at the reference depth $Z_{\text{ref}} = 5$ m.

The MLD should be equal to the ILD for situations in which the density mixed layer coincides with the temperature mixed layer, i.e., the salinity profile remains constant within the isothermal layer. For increasing salinity (a positive vertical gradient) within the ILD, the associated increase in density induces a shallower MLD compared with the ILD. In this case, the difference between the ILD and MLD is positive and corresponds to the barrier layer thickness (BLT) (Sprintall and Tomczak, 1992; de Boyer Montégut et al., 2007). Otherwise, a constant density within the ILD and just below this one is associated with an MLD that is deeper than the ILD. This case should correspond to a negative value of the difference between the ILD and MLD, the so-called compensated layer thickness (de Boyer Montégut et al., 2004).

The BLT is a dynamic characteristic in tropical ocean regions (Sprintall and Tomczak, 1992), especially (i) the western tropical Pacific, (ii) the eastern tropical Indian Ocean, and (iii) the western tropical Atlantic, the most equatorial portion of this last being our region of interest. In these three regions, a shallower mixed layer forms compared with the isothermal layer, implying the presence of a halocline above the thermocline (Sprintall and Tomczak, 1992; de Boyer Montégut, 2004; Mignot et al., 2007). In the northwestern equatorial Atlantic, it is hypothesized (Sprintall and Tomczak, 1992; Araujo et al., 2011) that high-salinity waters are subducted in the subtropics during winter and advected westward to give rise to a salinity maximum in the upper layers in the tropics, resulting in the formation of the barrier layer. Different possible causes contributing to the seasonal and interannual evolution of the mixed layer heat budget in the western tropical Atlantic have previously been studied through observations and simulations (e.g., Chang et al., 1997; Pailler et al., 1999; Foltz et al., 2003; Foltz and McPhaden, 2009; Araujo et al., 2011). For instance, Pailler et al. (1999) reported that the Amazon River discharge may induce a strong halocline at depths of 3-30 m. It has been found (Foltz and McPhaden, 2009) that seasonal variations in the BLT exert a considerable influence on the SST through the modulation of the vertical

heat flux at the base of the mixed layer. A thick BLT suppresses/reduces the upward transfer of cooler water into the mixed layer. Consequently, SST cooling is enhanced when the BLT is thin or nonexistent, whereas the presence of a thick BLT is conversely associated with a warm SST (Foltz and McPhaden, 2009).

The SODA temperature profiles are also used to determine the ocean surface layer heat content (OHC), which is obtained through vertical integration of the temperature within the ILD. OHC is an important parameter for quantifying the amount of upper oceanic heat that directly interacts with the surrounding atmosphere through energy and mass transfer.

3- The WES mechanism and the seasonal rainfall in the NNEB

HG-2015 analyzed the spatio-temporal evolution of various oceanic variables in the tropical Atlantic a few months prior to the peak of the rainfall season in the NNEB, which occurs in MA. Here Figure 1 shows additional five patterns of linear regression coefficients between LHF (shaded regions) and PWS (vectors) anomalies over the entire tropical Atlantic and rainfall anomalies at Fortaleza. The linear regressions, averaged over 2 months, were computed using only the 20 years during the period of 1974-2008 that correspond to strong rainfall variability (either $> +0.5$ STD or < -0.5 STD) at Fortaleza. The five patterns in Fig. 1 are related to regressions of the LHF and PWS anomalies during the bimonthly periods ND, DJ, JF, FM and MA with respect to the rainfall anomalies during MA at Fortaleza. The linear regression at zero lag (i.e., during MA) exhibits an obvious meridional dipole pattern for the LHF and PWS. A strong positive relationship (i.e., increased evaporation) with the LHF (up to $14 \text{ mm month}^{-1} \text{ W}^{-1} \text{ m}^{-2}$) is observed in the west between 10° N and the equator, and a negative relationship (down to $-14 \text{ mm month}^{-1} \text{ W}^{-1} \text{ m}^{-2}$) is observed in a zonal region immediately south of the equator. This meridional pattern of LHF anomalies is intimately related to a meridional dipole in the wind stress perturbation. The high positive coefficients of the linear regression in the northern part of the dipole between the LHF and rainfall at Fortaleza are associated with an acceleration of the northeasterly trade wind in this region. Conversely, the high negative values of the LHF and rainfall regressions are associated with a relaxation of the southeasterly trade winds in the southern part of the dipole. Such LHF and PWS patterns agree very well with the positive impact of the meridional SST gradient on the rainfall variability in the NNEB (e.g., Moura and Shukla, 1981; Servain, 1991), which has previously been widely discussed in the literature (cold SST in the North, warm SST in the South) and was fully illustrated in HG-2015 (their Fig. 4). The WES mechanism (Chang et al., 1997), which relies, in an anti-symmetrical manner on the two sides of the equator, on the strengthening (decreasing) of the trade winds, the cooling (warming) of the SST, the occurrence of

more (less) evaporation at the sea surface, and the occurrence of more (less) convective activity in the ITCZ, is fully appropriate for explaining the close relationship between the oceanic surface conditions over the western equatorial Atlantic and the occurrence of more (or less) rainfall over the NNEB. These results confirm HG-2015 and yield a further understanding of the remote dynamic processes at work. Indeed, the LHF dipole gradually develops from ND (4-month lag) to MA (zero lag); the linear correlation coefficient with the MA rainfall at Fortaleza being significant from DJ, i.e., more than 2 months before the peak of the rainfall season in the NNEB. In and around the NWEA, the northeasterly trade winds and the LHF gradually increase (Fig. 1), the SST gradually cools (see Fig. 4 of HG-2015), and consequently, the convective humidity transport toward the South American continent becomes gradually more intense before episodes of strong precipitation over the NNEB. The opposite oceanic conditions occur before dry episodes over the NNEB. Interestingly, three buoys of the PIRATA network (8° N- 38° W, 4° N- 38° W and 0° N- 35° W) are present inside the selected NWEA.

4- Subsurface thermal conditions in the NWEA as precursors of the seasonal rainfall variability in the NNEB

HG-2015 suggested that early knowledge of shallow oceanic conditions in the NWEA region could be useful in forecasting strong precipitation anomalies in the NNEB. In the present paper, we extend this analysis, focusing on the subsurface variables: BLT and OHC. Figure 2 shows the mean annual cycles (June-to-June), averaged over 1974-2008, of five parameters. One of these variables is the rainfall at Fortaleza, whereas the other four variables are spatially integrated over the NWEA: the meridional component of the PWS (PWSy), the SST, the LHF and the BLT. The Fortaleza MA rainfall maximum (>350 mm month⁻¹) occurs immediately after the southward maximum of PWSy (~ -37 m² s⁻², in FM), the minimum of the SST ($\sim 26.7^{\circ}$ C, in February), and the second seasonal maximum of the LHF (~ 123 W m⁻², also in February, with the LHF being positive upward). During these months, the ITCZ is at its southernmost position, i.e., close to the equator, and the convective transport of humidity in the direction of the NNEB is at its highest level. As indicated above, and as previously shown by HG-2015, the progressive strengthening of the southward PWSy, decreasing of the SST and increasing of the evaporation, beyond the climatological averages, from ND until MA, is statistically related to strong rainy events at Fortaleza. Conversely, the progressive weakening of the southward PWSy, increasing of the SST and decreasing of the evaporation favors dry conditions over the NNEB during the rainy season. The beginning of the dry season (August-September) coincides with a northward PWSy and with the first maximum value of the LHF (~ 117 W m⁻²) (Fig. 2). The November-December period, characterized by a relative minimum in the LHF, corresponds to the transition between

a northward PWSy (positive values) and a southward PWSy (negative values) in the NWEA. November-December represent the period during which the ITCZ is located over the NWEA during its southward displacement. The annual cycle of the BLT (Fig. 2) indicates that its highest value (~ 10 m) occurs in August-September and that this quantity exhibits a marked lowest value in May (< 4 m), i.e., at the end of the rainy season over the NNEB. Thus, a high BLT forms in the NWEA during the dry season of the NNEB (from August to December), and a low BLT is observed during the peak of the rainy season (March-April). The SST minimum, in February, coincides with the maximum of the LHF, the maximum of the southward PWSy and a relatively low BLT in the NWEA. Although the seasonal minimum (maximum) of the BLT does not coincide with the minimum (maximum) of the SST, it could make a significant contribution to the seasonal cycle of the SST, as suggested by Foltz and McPhaden (2009). In the following, we present the subsurface parameters, such as the BLT and the surface layer OHC that may act as precursors of the surface oceanic and atmospheric conditions that contribute to the rainfall variability in the NNEB.

To build upon the HG-2015 results regarding the forecasting of precipitation over the NNEB, we used the same methodology, jointly considering the 8 wettest years and 12 driest years (see Fig. 6 of HG-2015) during 1974-2008, but now starting the study in July-August (JA), more than 8 months before the peak of the rainfall season at Fortaleza. Figure 3 shows the 2-month PWSy and LHF standardized anomalies (upper panels; Figs. 3a and 3b), BLT and OHC standardized anomalies (bottom panels; Figs. 3c and 3d) within the NWEA from JA until MA for the two series of years (wet on the left, i.e., Figs 3a and 3c; and dry on the right, i.e., Figs. 3b and 3d). Negative (positive) PWSy and LHF anomalies indicate a strengthening (weakening) of the PWSy component and weaker (stronger) LHFs, respectively. In the same manner, negative (positive) BLT and OHC anomalies indicate lower (higher) BLTs and smaller (larger) OHCs, respectively. The PWSy anomaly signals presented in Figure 3 indicate a progressive variation throughout the JA-to-MA period, with larger values from JF to MA. These results show a progressive strengthening (weakening) of the PWSy component during the wettest (driest) years, the largest values of PWSy anomalies occur only during the first months of the year, i.e., just before and during the peak of the rainy season in the NNEB. This observation confirms (as already shown in Fig. 1) that the meridional wind increases (decreases) progressively from ND to MA during the wettest (driest) years, whereas the wind anomaly signal is very small or nonexistent during the preceding months (i.e., July to November) for both yearly patterns. The same analysis using the LHF averaged over the NWEA area reveals a similar pattern to that of the meridional PWS but, in this case, with very strong values from JF to MA. During the wettest years, the positive LHF anomalies are very strong (>0.6 STD) from JF to MA compared with the JA-to-DJ period. For the driest years, the absolute

value of the negative LHF anomalies is less (-0.5 STD) than that for the wettest years but significantly stronger than that for JA to ND. As for the meridional PWS, the stronger values of the LHF anomalies, both positive and negative, occur just before and during the peak of the rainy season.

After the evolution of the surface variables, we present now the subsurface BLT and OHC quantities. It is noticeable that during the wettest (driest) years, large negative (positive) BLT anomalies occur from SO until ND, with a period of stronger absolute values in ON, i.e., a minimum value of about -0.6 STD and a maximum value of about +0.6 STD for the wettest and driest years, respectively (Figs. 3c and 3d). In ND, and during the following months (until MA), the absolute value of the BLT anomalies progressively decreases, passing through a value close to zero for both the wettest and driest years. The OHC exhibits a similar pattern to that of the BLT, i.e., large negative (positive) anomalies from SO through ND for the wettest (driest) years (Figs. 3c and 3d). During the wettest years, the absolute value of the negative OHC anomalies decreases from a high value in SO to a small value, close to zero (~ 0 STD), in FM. In MA of the wettest years, the OHC anomalies exhibit a relatively positive value. For the driest years, the positive anomalies exhibit relative stability (about +0.3 STD) from JA to ND and decrease from DJ (about +0.2 STD) through MA (~ 0 STD).

These new results indicate that a steady, strong negative (positive) anomaly in the OHC occurring during the second half of the year in the NWEA is related to strong (weak) rainfall in the NNEB during MA of the following year. These strong anomalies (positive and negative) in the OHC from JA to ND are more closely associated with the difference in the ILD between the driest and wettest years than the difference in IL temperature. This assertion is supported by the weaker anomalies in the surface temperature (SST data from OAFflux) observed from JA to ND for both the driest and wettest years (figure not shown) and by the remarkable difference observed between temperature profiles in ON for driest and wettest years, as discussed later.

Our results also indicate that the presence of a steady low (steady high) BLT from SO to ND in the NWEA is related to high (low) rainfall in the NNEB during MA of the following year. Indeed, such a low (high) BLT is favorable (unfavorable) for more (less) mixing of water in the low oceanic layer down to the base of the thermocline. More (less) mixing of water for a few months at the end of the year, associated with the increase (decrease) in the NE trade wind beginning in ND, leads to simultaneous cooling (warming) of the SST. In other words, it is suggested that the BLT serves as a precursor of SST cooling (or warming) by enhancing (or reducing) the vertical mixing of the warm surface water with the cold subsurface water at the base of the mixed layer. The combination of this BLT preconditioning with increasing (decreasing) evaporation during the first months of the subsequent year facilitates (inhibits) the convective

transport of humidity in the ITCZ through the NNEB and thus increases (decreases) precipitation over the NNEB.

We now focus on the BLT and OHC patterns a few months before the rainfall season at Fortaleza on the scale of the basin. As a suitable example of that period, we choose the months of ON, during which the BLT anomaly signals related to both wettest and driest subsequent episodes in the NNEB are very high (see Fig. 3) and which occurs before enough the peak of the rainfall season. For conformity, we considered the same months (ON) for the OHC. In essence, ON can be regarded as an efficient period from which to obtain information on the BLT and OHC in the NWEA region while still having sufficient time to process the data to contribute to the evaluation of the subsequent seasonal rainfall forecast. The climatological patterns of the BLT (in m) and OHC (in GJ m^{-2}) for ON averaged over the 35 years from 1974 to 2008 from the SODA data set are shown in the Figures 4a and 4b respectively. The limits of the NWEA are indicated, as are the locations of the three PIRATA buoys (at $8^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$, $4^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$ and $0^\circ \text{ N}-35^\circ \text{ W}$) inside this selected region. North of the equator, large values of the BLT ($>10 \text{ m}$) are observed in the western part of the basin, with the largest values at the mouth of the Amazon River and north of 10° N (Fig. 4a). Another region of strong BLT is centered on 30° W , between the equator and 10° N . This indicates that the dynamics in this region are very complex and depend on various factors (the positions of the ITCZ and North Equatorial Countercurrent, the Amazon River discharge, etc.). A weaker or nonexistent BLT ($<4 \text{ m}$) in the northern hemisphere is observed in the Gulf of Guinea and along the Mauritania coast. South of the equator, the BLT is globally weak ($<4 \text{ m}$) or nonexistent, except in the off-Brazil southwestern Atlantic warm pool region. Regarding the OHC distribution, the largest values ($>6.5 \text{ GJ m}^{-2}$) in the northern hemisphere range between 5° N and the equator as well as west of 30° W , i.e., in the region two of the PIRATA buoys are located, at $4^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$ and $0^\circ \text{ N}-35^\circ \text{ W}$, whereas weaker OHC values ($<3.5 \text{ GJ m}^{-2}$) are observed close to the buoy at $8^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$ (Fig. 4b). Relatively strong values of OHC ($\sim 5 \text{ GJ m}^{-2}$) are also observed north of 10° N , with higher OHCs in the western region. In the southern tropical Atlantic, high OHCs are observed in the western part of the basin while weakest OHCs are in the eastern region. The largest values of OHC ($>7.5 \text{ GJ m}^{-2}$), in the southern tropical Atlantic, are globally observed in the off-Brazil southwestern Atlantic warm pool region. The bottom panels of Figure 4 represent the differences in ON of BLT (Fig. 4c) and OHC (Fig. 4d) between the two patterns corresponding to the combined values for the 12 driest years minus the combined values for the 8 wettest years considered at Fortaleza in MA. The difference is strongly evident in the NWEA for both the BLT and OHC, especially from 4° N to 8° N . The stronger values for both the BLT ($>16 \text{ m}$) and the OHC ($>2.5 \text{ GJ m}^{-2}$) within the NWEA are observed at approximately $5^\circ \text{ N}-28^\circ \text{ W}$. Interestingly, the PIRATA buoy at $4^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$ is located within this region of the largest differences. This indicates that

there is good potential to use the PIRATA network in that region to assist in predicting climate variability over the NEB.

Investigating further using the SODA database, we tested the BLT variability at the exact geographical positions of the PIRATA buoys located in the NWEA. As an example, Figure 5 presents the results for the PIRATA buoy at 4° N-38° W, where, according to Figure 4, there is a high potential to anticipate the seasonal rainfall in the NNEB. In the two top panels of Figure 5, the 0-150 m profiles of temperature, salinity and density are represented, as well as the BLTs (shaded regions) averaged over ON and MA during the 8 wettest years in the NNEB (ON_W and MA_W). The two bottom panels are the same but for the 12 driest years (ON_D and MA_D). Averaged over the full 35-year period (not shown), the BLT at 4° N-38° W is 10.5 m in ON and 3 m in MA. At the sea surface, very similar values for temperature (i.e., SST), salinity and density are observed between ON_W and ON_D (respectively 27.84°C, 35.85, and 22.96 kg m⁻³ vs. 27.66°C, 35.84, and 23.01 kg m⁻³) and between MA_W and MA_D (respectively 27.10°C, 35.81, and 23.17 kg m⁻³ vs. 27.50°C, 35.71, and 22.97 kg m⁻³). Considering the vertical profiles of temperature and density for 0-150 m, there is very little difference between MA_W and MA_D and a relatively strong difference between ON_W and ON_D. These differences are mainly observed in the temperature and the density mixed layers with the IL and the ML shallower in ON_W (50.5 m and 44.5 m, respectively) than ON_D (65 m and 49 m, respectively). During the wettest and driest years, there is a salinity maximum at approximately 100 m in ON_W and ON_D and at approximately 60 m in MA_W and MA_D, both with similar values (~35.80 vs. ~36.00). None of the values of these parameters changes significantly at the deepest levels, exhibiting similar values at 150 m, at least for the wettest years and the driest years. The vertical gradient of salinity in the halocline during the preceding ON period for the wettest years is comparable to that for the driest years (0.0017 m⁻¹ vs. 0.0019 m⁻¹, respectively). Although the values of the differences between the wettest and driest patterns remain low according to direct hydrographic measurements, the deduced BLT values are clearly different. Indeed, in ON_W, the BLT is approximately 6 m and thus approximately 40% lower than normal (10.5 m), whereas during ON_D, the BLT is approximately 16 m and thus approximately 50% higher than normal (Fig. 5). For both the wettest and driest years, the BLT evolves toward similar values close to zero during MA (1 m and 2.5 m, respectively), very close to the mean value (3 m). The significant difference of BLT in ON between the wettest and driest years is primarily due to the difference in ILD between these years. The ILD values in ON during the wettest and driest years are 50.5 m and 65 m, respectively, whereas the MLD values are 44.5 m and 49 m, respectively. This difference in ILD between the driest and wettest years is also associated with the strong difference in the OHC previously mentioned. The difference between the BLTs of ON_W and ON_D (6 m vs. 16 m, corresponding to a variation of approximately 90%) suggests that suitable observations of the T/S profiles

at the 4° N-38° W PIRATA location during the last months of the year could be very useful for predicting the subsequent rainfall variability over the NNEB. Obviously, to obtain an accurate rainfall forecast, such an initial indicator should be assessed in a timely manner and then followed throughout the following weeks and months through careful monitoring of other important variables (SST, wind, etc.).

5- A proposal for the deployment of new temperature/conductivity (T/C) sensors on the three PIRATA buoys within the NWEA

The present study is based on historical sea surface observations (SST, wind stress, and LHF) provided by different data sets (Servain's data set and OAFflux) and on subsurface temperature and salinity data provided by the SODA reanalysis. Crucial scientific arguments are developed here to support the potential for using these variables in the northwestern equatorial Atlantic to forecast large abnormal events in the seasonal rainfall over the NNEB. The first challenge for upcoming years will thus be to obtain access to the necessary oceanic observations in real time. However, although a few surface parameters, such as the SST and wind, can be monitored in quasi real time by virtue of satellites over the World Ocean, such monitoring is not possible for subsurface variables except at a limited number of locations, such as those of the PIRATA network in the tropical Atlantic. PIRATA observations are of excellent utility for on-going estimates of the short- and longer-frequency variability of ocean dynamics. However, the depth levels of the observed temperature (T) and salinity (in fact, the salinity S is deduced from the observed conductivity C and the observed T) sensors that are presently used in this network (see Table 1) do not offer suitable vertical resolution for estimating certain crucial dynamic parameters, such as the BLT. This problem could easily be solved with a reasonable material, human and financial effort. Defining the scope of this effort is the purpose of the following proposal.

In the Table 1, we indicate (first column) the SODA levels of availability of the T and S variables used in the present study between 0 and 150 m. There are 12 levels, the first at 5 m and the last at 148 m. The levels of the PIRATA observations, for the three buoys located in the NWEA, are reported in the two next columns. At present, there are 4 levels instrumented only with T sensors (60 m, 80 m, 100 m and 140 m) and 4 additional levels instrumented with T/C sensors (1 m, 20 m, 40 m and 120 m). Because temperature and salinity observations are necessary to estimate the BLT, the four T/C sensors of the current PIRATA network in the range of 0-140 m are obviously insufficient to meet such a challenge. Therefore, we propose to deploy additional T/C sensors at the PIRATA sites located (at minimum) in the NWEA oceanic area. To achieve this goal, it will be necessary to increase the number of levels with the capability of T/C observations by adding a minimum of nine additional sensors per

buoy (fifth column). The resulting thirteen T/C sensors (fourth column of Tab. 1) would then provide a suitable vertical resolution for the temperature and the deduced salinity profiles for depths between 1 and 140 m (fourth column). These enhancements will also be very useful for observing and estimating the variability of the sea-air exchange and heat budget in this highly complex and important oceanic region. Such a project have been discussed and recorded by the PIRATA responsables (Scientific Steering Group and Resource Board), with the financial participation of the Government of Ceará State, Brazil, via Funceme. The implementation is scheduled for 2017 with the deployment of the future Tropical Flexible and Low-cost Electronics/sensors (T-FLEX), which allow a real time transmission of all the different data.

Acknowledgments

This work is a contribution of the INCT AmbTropic, the Brazilian National Institute of Science and Technology for Tropical Marine Environments, CNPq/FAPESB (Grants 565054/2010-4 and 8936/2011). G. A. Hounsou-gbo thanks *Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE)* for Grant IBPG-0646-1.08/10 and the International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA-Unesco Chair), UAC, Bénin. J. Servain thanks CNPq for supporting the Project *Mudanças Climáticas no Atlântico Tropical (MUSCAT)*, Process No.: 400544/2013-0. Funceme (Project BTT Funceme/Funcap, Edital 10/2013) is thanked for its support during the stay of J. Servain at Fortaleza, CE, Brazil. This paper is also part of the Project *Pólo de Interação para o Desenvolvimento de Estudos conjuntos em Oceanografia do Atlântico Tropical (PILOTE)*, CNPq-IRD grant 490289/2013-4. We would like to acknowledge the WHOI OAFflux project (<http://oaflux.whoi.edu>) funded by the NOAA Climate Observations and Monitoring (COM) program, as well as the CARTON-GIESE Simple Ocean Data Assimilation (SODA) reanalysis from the Columbia University for their high quality and publicly available databases. We also acknowledge the TAO Project Office of NOAA/PMEL for the freely transmission of the high quality PIRATA data.

References

- Araujo, M., C. Limongi, J. Servain, M. Silva, F. S. Leite, and C. A. D. Lentini, 2011: Salinity-induced mixed and barrier layers in the Southwestern tropical Atlantic Ocean off the Northeast of Brazil. *Ocean Science*, **7**, No. 1, 63-73.
- Ayina, L.-H., and J. Servain, 2003: Spatial-temporal evolution of the low frequency climate variability in the tropical Atlantic. *Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean*, G. J. Goni and P. Malanotte-Razzoli, Eds., Elsevier Oceanographic Series, **68**, 475-495.
- Bourlès, B., R. Lumpkin, M. J. McPhaden, F. Hernandez, P. Nobre, E. Campos, L. Yu, S. Planton, A. Busalacchi, A. D. Moura, J. Servain,

- and J. Trotte, 2008: The PIRATA program: history, accomplishments, and future directions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 1111-1125.
- Carton, J. A., and B. S. Giese, 2008: A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2999-3017.
- Chang, P., L. Ji, and H. Li, 1997: A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, **385**, 516-518.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, 2004: Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, C12003, **109**, No. 12, 1-20. doi:10.1029/2004JC002378
- de Boyer Montégut, C., J. Mignot, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007: Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *J. Geophys. Res.*, C06011, **112**, 1-12, doi:10.1029/2006JC003953.
- Foltz, G. R., and M. J. McPhaden, 2009: Impact of Barrier Layer Thickness on SST in the Central Tropical North Atlantic. *J. Climate*, **22**, 285-299. doi: 10.1175/2008JCLI2308.1.
- Foltz, G. R., S. A. Grodsky, J. A. Carton, and M. J. McPhaden, 2003: Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**, C5, 3146. doi:10.1029/2002JC001584.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, 2004: The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: Implications for the prediction of Nordeste rainfall. *Climate Dyn.*, **22**, 839-855.
- Hastenrath, S., and L. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Geophys. Res.*, **98**, 5093-5102.
- Hastenrath, S., and L. Heller, 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 77-92.
- Hastenrath, S., 1990: Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Climate*, **3**, 893-904.
- Hounsou-Gbo, G. A., M. Araujo, B. Bourlès, D. Velede, and J. Servain, 2015: Tropical Atlantic contributions to strong rainfall variability along the Northeast Brazilian coast. *Advances in Meteorology*, **2015**, Article ID 902084, 13 pp. <http://dx.doi.org/10.1155/2015/902084>.
- Lucena, D. B., J. Servain, and M. F. G. Filho, 2011: Rainfall response in Northeast Brazil from ocean climate variability during the second half of the 20th century. *J. Climate*, **24**, 6174-6184.
- Mignot, J., C. de Boyer Montégut, A. Lazar, and S. Cravatte, 2007: Control of salinity on the mixed layer depth in the World Ocean: 1. General description. *J. Geophys. Res.*, **112**, C06011, 1-12. doi:10.1029/2006JC003953.

- Moura, A. D., and J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2653-2675.
- Pailler, K. B. Bourlès, and Y. Gouriou, 1999: The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, N°14, 2069-2072.
- Philander, S. G., 1990: El Niño, La Niña, and Southern Oscillation. Academic Press, 293 pp.
- Saravanan, R., and P. Chang, 2000: Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2177-2194.
- Servain, J., 1991: Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**, 15.137-15.146.
- Servain, J., A. J. Busalacchi, A. Moura, M. McPhaden, G. Reverdin, M. Vianna, and S. Zebiak, 1998: A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic "PIRATA". *Bulletin of American Meteorological Society*, **79**, 2019-2031.
- Servain, J., J. Picaut, and A. J. Busalacchi, 1985: Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress. *Elsevier Oceanography Series*, **40**, Chapter 16, 211-237.
- Smith, S. R., J. Servain, D. M. Legler, J. N. Stricherz, M. A. Bourassa, and J. J. O'Brien, 2004: In situ-based pseudo-wind stress products for the tropical oceans. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, No. 7, 979-994.
- Sprintall, J. and M. Tomczak, 1992: Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7305-7316.
- Uvo, C. B., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, and Y. Kushnir, 1998: The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *J. Climate*, **11**, 551-562.
- Yu, L., and R. A. Weller, 2007: Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981-2005). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **88**, No. 4, 527-539.

Legends of Figures and Tables

Figure 1: Distributions of lagged linear regression coefficients between the interannual rainfall anomalies in Fortaleza (red star) during March-April of the 8 wettest ($> +0.5$ STD) and 12 driest (< -0.5 STD) years during 1974-2008 and the interannual LHF anomalies in the tropical Atlantic for MA (zero lag), FM (1-month lag), JF (2-month lag), DJ (3-month lag), and ND (4-month lag) ($\text{mm month}^{-1} \text{ W}^{-1} \text{ m}^{-2}$). The vectors ($\text{mm month}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$) represent the linear regressions between the interannual rainfall anomalies and the interannual PWS (PWSx and PWSy) anomalies. The 95% significance level of the correlation, according to Student's *t*-test (and higher than 0.5), is plotted for the LHF as a solid line (positive) and a dotted line (negative). Before averaging and plotting by 2-month periods, the linear trends were removed from all anomalies. The NWEA region (black boxes) and the positions of three PIRATA buoys ($08^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$, $04^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$ and $0^\circ \text{ N}-35^\circ \text{ W}$) are represented on the maps.

Figure 2: Seasonal climatologies (1974-2008) for the monthly rainfall at Fortaleza (mm month^{-1} , black curve) and for four oceanic variables averaged over the NWEA region: SST ($^\circ\text{C}$, green curve), PWSy ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$, red curve), LHF (W m^{-2} , magenta curve) and BLT (m, blue curve).

Figure 3: 2-month evolution from July-August (JA) to March-April (MA) of the standardized anomalies in the PWSy and LHF (upper panels; a and b) and in the BLT and OHC (bottom panels; c and d), averaged over the NWEA region, for the 8 wettest years (left) and the 12 driest years (right) at Fortaleza during the period of 1974-2008. Negative (positive) values of the PWSy and LHF anomalies indicate a strengthening (weakening) of the PWSy component and weaker (stronger) LHF, respectively. Negative (positive) values of the BLT and OHC anomalies indicate lower (higher) BLTs and smaller (larger) OHCs, respectively.

Figure 4: (top) Climatological patterns of the BLT (m, a) and OHC (GJ m^{-2} , b) in ON averaged over the 35 years from 1974 to 2008; (bottom) Difference between the combinations of the data for the 12 years with the driest March-April periods and the 8 years with the wettest March-April periods at Fortaleza for the previous corresponding October-November BLT (m, c) and OHC (gigajoule m^{-2} , d) patterns. Grid points where the layer thickness is less than 10% of the maximum depth (ILD or MLD) are set to zero. The NWEA region (black box) and the locations of three PIRATA buoys are also indicated.

Figure 5: Vertical profiles (0-150 m) of temperature ($^\circ\text{C}$, black line), salinity (blue line) and density (kg m^{-3} , red line) from SODA at the site of the PIRATA buoy at $4^\circ \text{ N}-38^\circ \text{ W}$, averaged over the 8 wettest years (top) and the 12 driest years (bottom) at Fortaleza during the period of 1974-2008. The profiles at the left (at the right) are relative to the means for October-November (ON) and March-April (MA), respectively. The region of the corresponding BLT values is shaded. The MLD and ILD extend from the surface to the top and bottom limits of the shaded region respectively.

Table 1: The different levels at which measurements of temperature (T) or joint measurements of temperature and conductivity (T/C) are presently available in SODA (first column), presently observed by PIRATA at the three buoys located in

the NWEA (second column for T, third column for T/C), needed for a useful evaluation of the BLT (fourth column), and proposed here for a new expansion of PIRATA (fifth column).

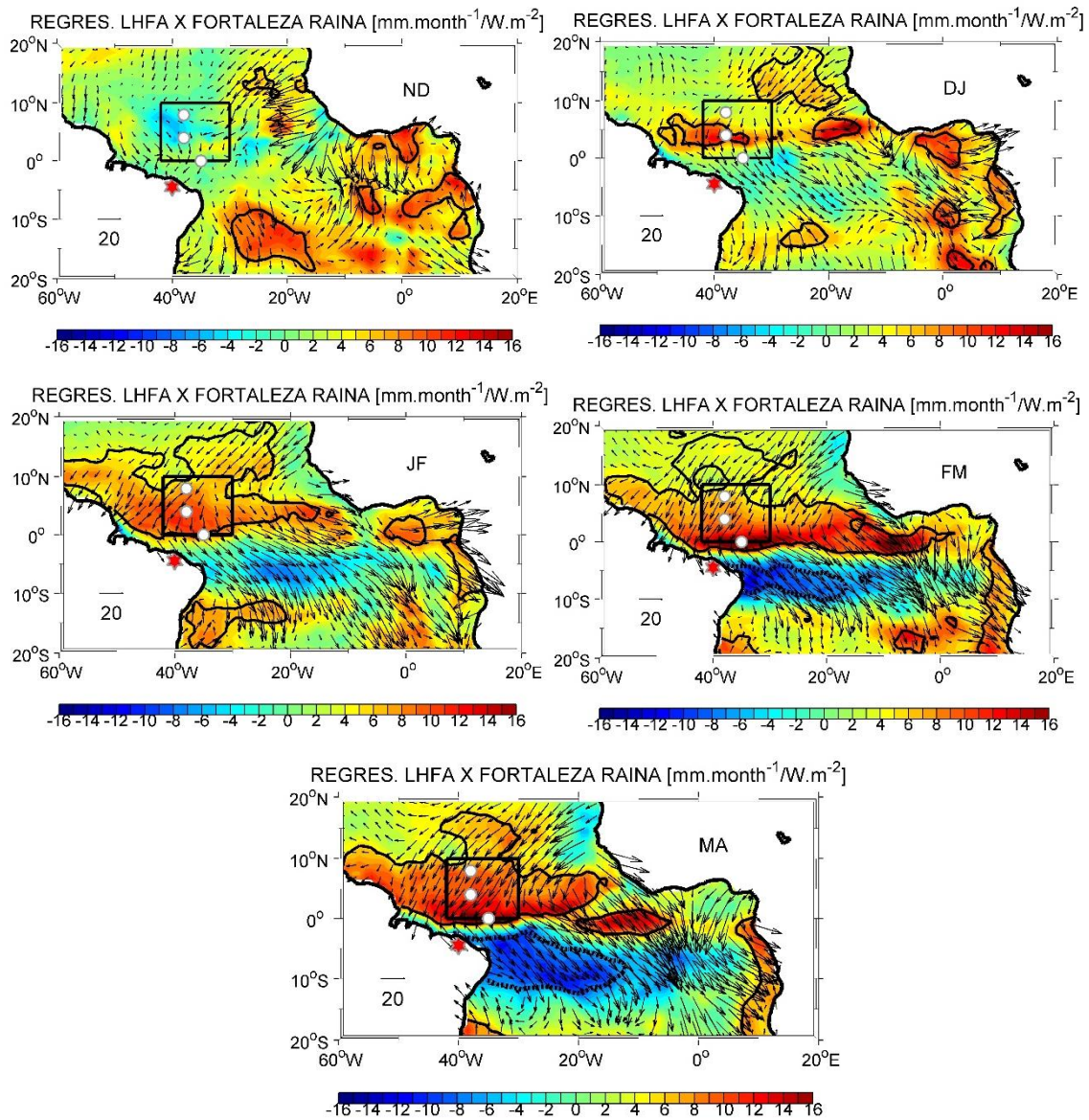


Figure 1: Distributions of lagged linear regression coefficients between the interannual rainfall anomalies in Fortaleza (red star) during March-April of the 8 wettest ($> +0.5$ STD) and 12 driest (< -0.5 STD) years during 1974-2008 and the interannual LHF anomalies in the tropical Atlantic for MA (zero lag), FM (1-month lag), JF (2-month lag), DJ (3-month lag), and ND (4-month lag) ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$). The vectors ($\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$) represent the linear regressions between the interannual rainfall anomalies and the interannual PWS (PWS_x and PWS_y) anomalies. The 95% significance level of the correlation, according to Student's *t*-test (and higher than 0.5), is plotted for the LHF as a solid line (positive) and a dotted line (negative). Before averaging and plotting by 2-month periods, the linear trends were removed from all anomalies. The NWEA region (black boxes) and the positions of three PIRATA buoys ($08^{\circ}\text{N}-38^{\circ}\text{W}$, $04^{\circ}\text{N}-38^{\circ}\text{W}$ and $0^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{W}$) are represented on the maps.

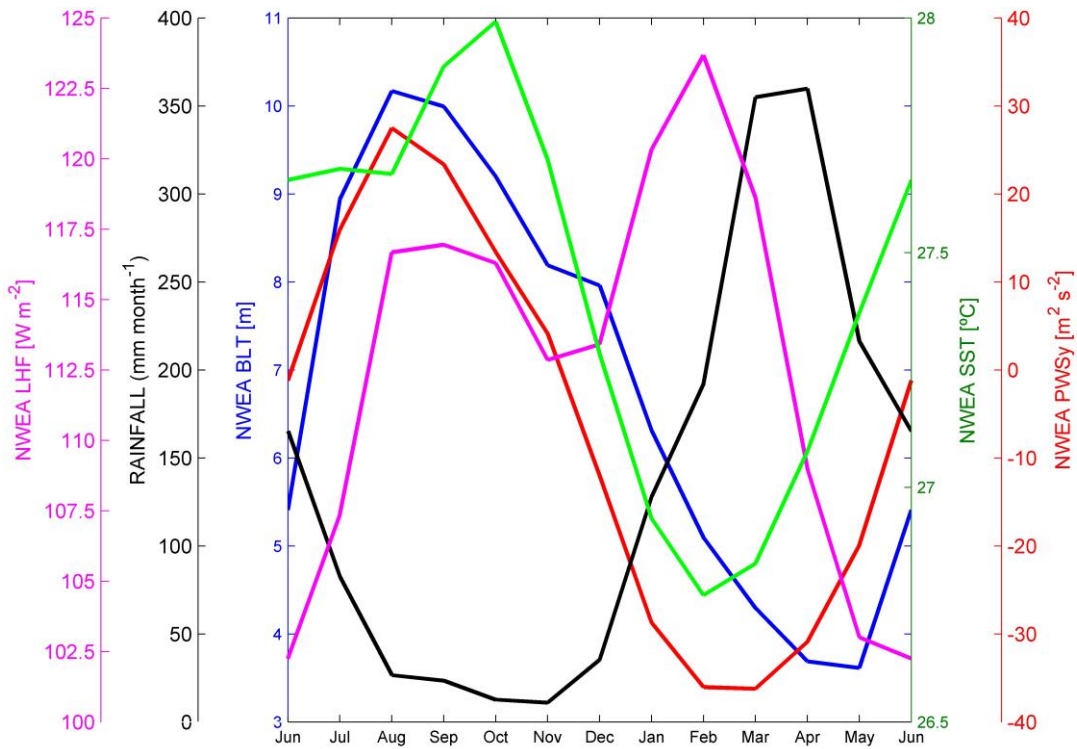


Figure 2: Seasonal climatologies (1974-2008) for the monthly rainfall at Fortaleza (mm month⁻¹, black curve) and for four oceanic variables averaged over the NWEA region: SST (°C, green curve), PWSy (m² s⁻², red curve), LHF (W m⁻², magenta curve) and BLT (m, blue curve).

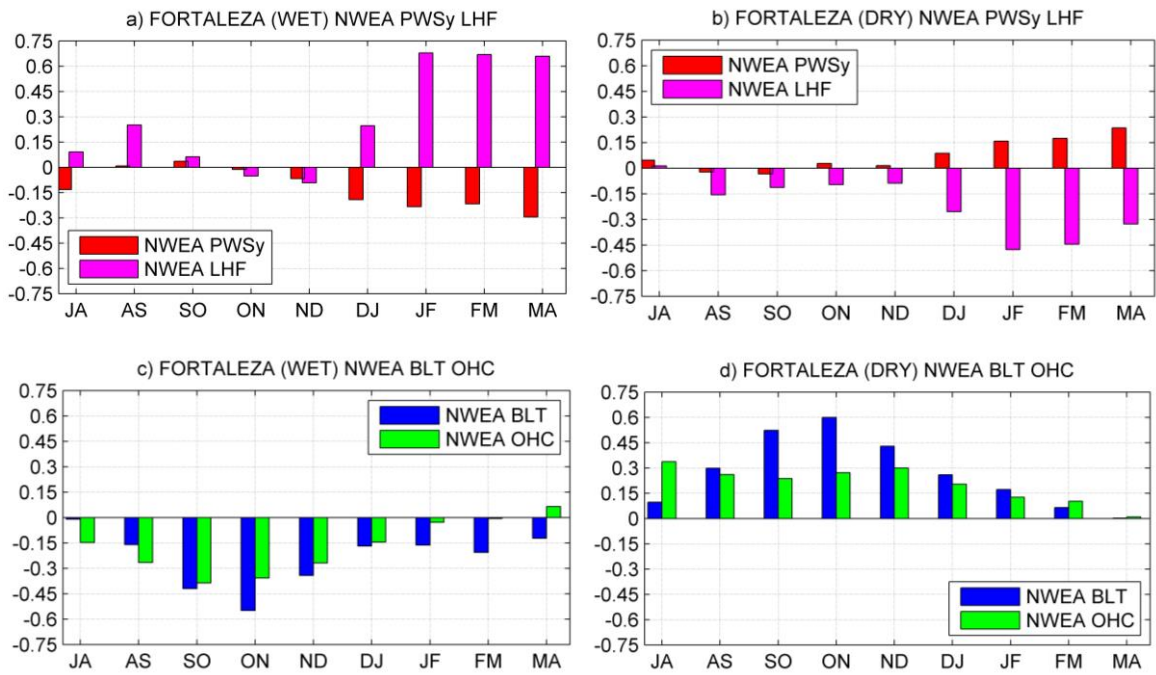


Figure 3: 2-month evolution from July-August (JA) to March-April (MA) of the standardized anomalies in the PWSy and LHF (upper panels; a and b) and in the BLT and OHC (bottom panels; c and d), averaged over the NWEA region, for the 8 wettest years (left) and the 12 driest years (right) at Fortaleza during the period of 1974-2008. Negative (positive) values of the PWSy and LHF anomalies indicate a strengthening (weakening) of the PWSy component and weaker (stronger) LHF's, respectively. Negative (positive) values of the BLT and OHC anomalies indicate lower (higher) BLTs and smaller (larger) OHCs, respectively.

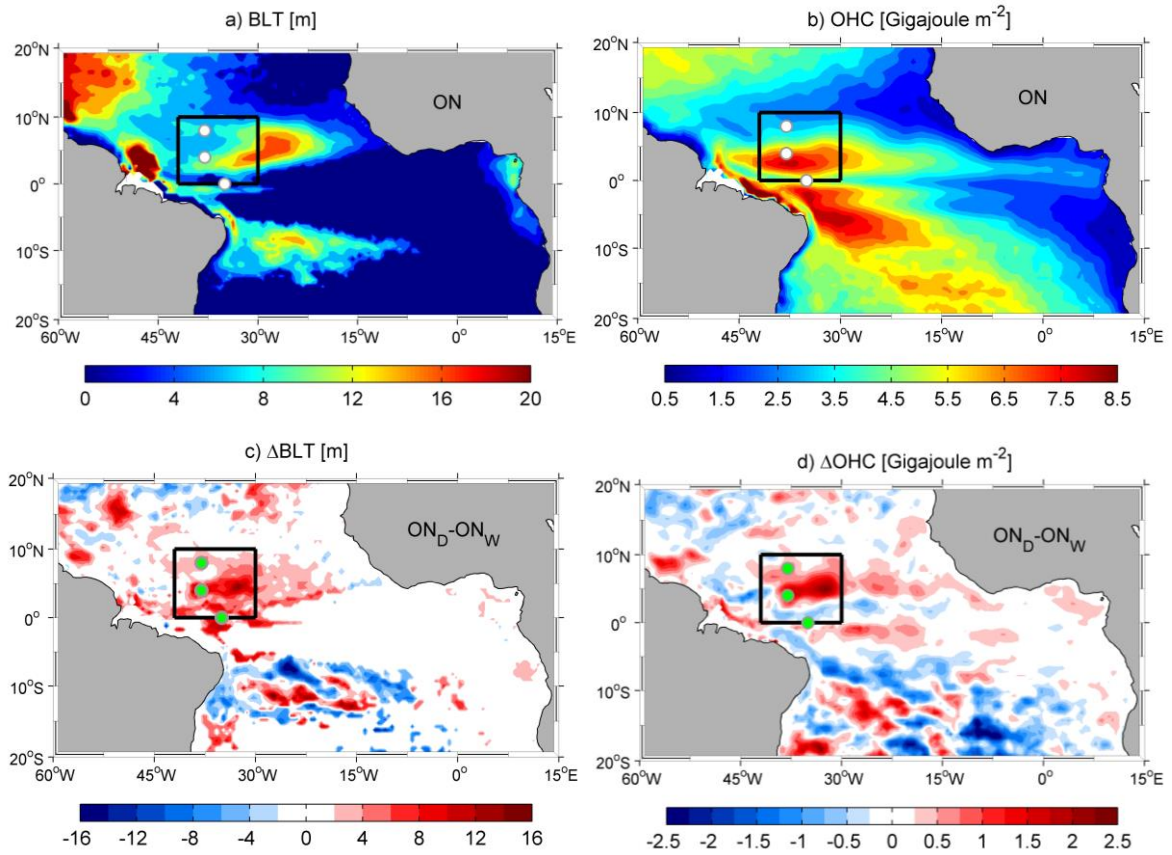


Figure 4: (top) Climatological patterns of the BLT (m, a) and OHC (GJ m⁻², b) in ON averaged over the 35 years from 1974 to 2008; (bottom) Difference between the combinations of the data for the 12 years with the driest March-April periods and the 8 years with the wettest March-April periods at Fortaleza for the previous corresponding October-November BLT (m, c) and OHC (GJ m⁻², d) patterns. Grid points where the layer thickness is less than 10% of the maximum depth (ILD or MLD) are set to zero. The NWEA region (black box) and the locations of three PIRATA buoys are also indicated.

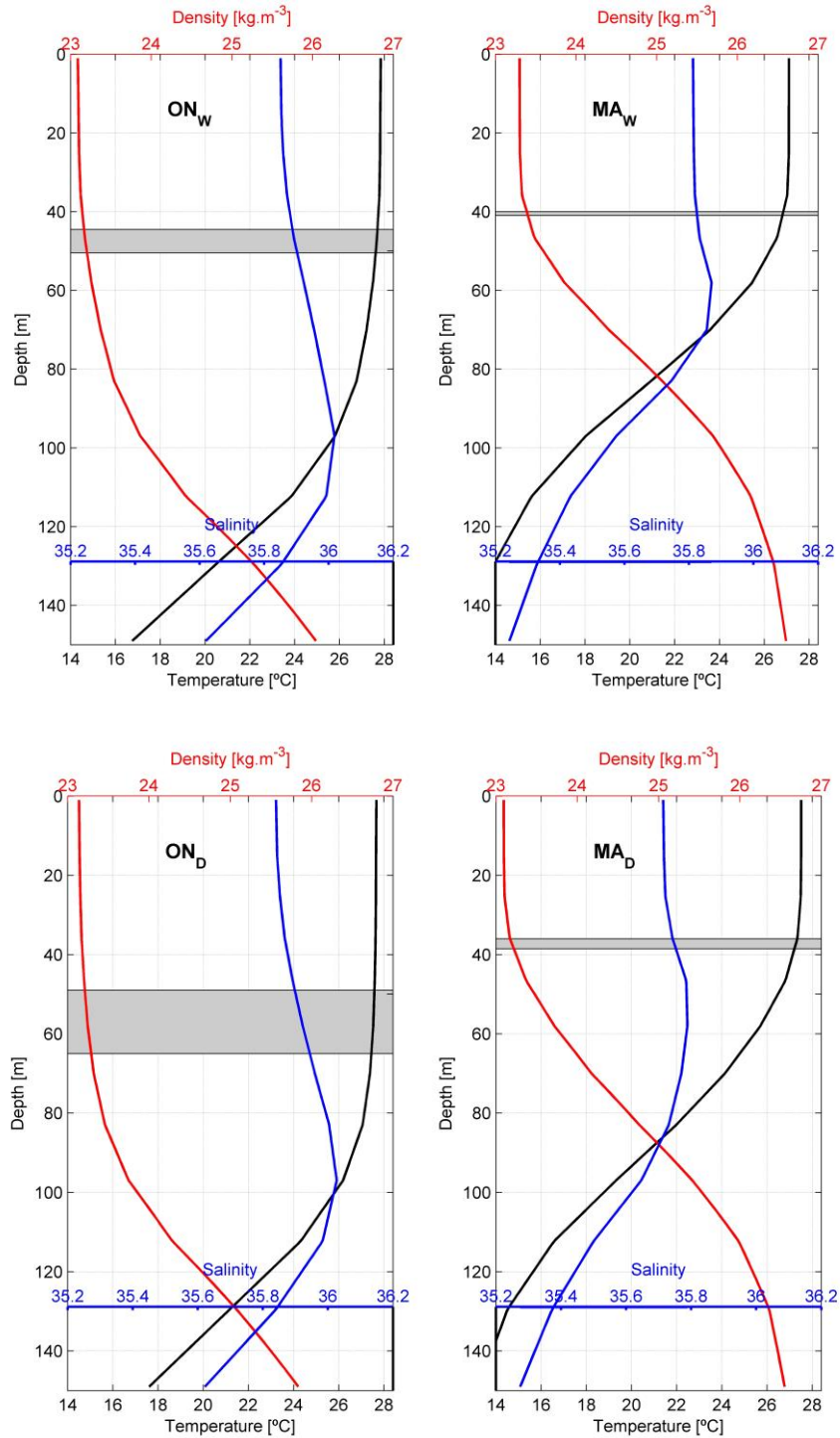


Figure 5: Vertical profiles (0-150 m) of temperature ($^{\circ}\text{C}$, black line), salinity (blue line) and density (kg m^{-3} , red line) from SODA at the site of the PIRATA buoy at 4°N - 38°W , averaged over the 8 wettest years (top) and the 12 driest years (bottom) at Fortaleza during the period of 1974-2008. The profiles at the left (at the right) are relative to the means for October-November (ON) and March-April (MA), respectively. The region of the corresponding BLT values is shaded. The MLD and ILD extend from the surface to the top and bottom limits of the shaded region respectively.

Table 1

SODA This Study	PIRATA At Present	PIRATA At Present	PIRATA Proposed	PIRATA Expansion
T/S	T	T/C	T/C	T/C
		1	1	
5				
			10	10
15				
		20	20	
25				
			30	30
35				
		40	40	
46				
			50	50
57				
	60		60	60
70			70	70
82	80		80	80
			90	90
96				
	100		100	100
112				
		120	120	
129				
	140		140	140
148				