



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**RELAÇÃO DAS ANOMALIAS DE TSM DO PACÍFICO E ATLÂNTICO
TROPICAIS COM ANOMALIAS DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO
PARA A AMÉRICA DO SUL**

ANDREZA CARLA DA SILVA MARTINS

CAMPINA GRANDE - PB

Setembro de 2008

ANDREZA CARLA DA SILVA MARTINS

**RELAÇÃO DAS ANOMALIAS DE TSM DO PACÍFICO E ATLÂNTICO
TROPICAIS COM ANOMALIAS DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO
PARA A AMÉRICA DO SUL**

Dissertação apresentada ao programa de
Pós-graduação em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina Grande,
em cumprimento às exigências para
obtenção do Grau de Mestre.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Subárea: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcante

CAMPINA GRANDE - PB

Setembro de 2008

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA
CENTRAL DA UFCG**

M379r

Martins, Andreza Carla da Silva

Relacao das anomalias de TSM do Pacifico e Atlantico tropicais com anomalias de temperatura, umidade e vento para a America do Sul / Andreza Carla da Silva Martins. - Campina Grande, 2008.

75 f. : il.

Dissertacao (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escala 2. Anomalia de Temperatura 3. Umidade 4. Ventos 5. Dissertacao I. Cavalcante, Enilson Palmeira, Dr. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB) III. Título

CDU 551.501.3(043)

ANDREZA CARLA DA SILVA MARTINS

RELAÇÃO DAS ANOMALIAS DE TSM DO PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS
COM ANOMALIAS DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO PARA A AMÉRICA
DO SUL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 15/9/2008

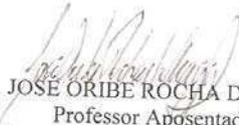
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ ORIBE ROCHA DE ARAGÃO
Professor Aposentado
Universidade Federal de Campina Grande

Dedico este estudo:
aos meus amados pais, Carlos e Célia;
aos meus irmãos Carlinho, César e Clivea;
aos meus outros pais (adotados) Ronaldo e Ruth;
e aos meus irmãos mais novos (adotados) Humberto e Tainá.

AGRADECIMENTOS

Foram muitos, os que me ajudaram a concluir este trabalho.

Meus sinceros agradecimentos...

...a Grande Mãe e Pai, pois, sem eles, nada teria sido possível;
...à minha família e ao meu namorado Felliipe, pelo amor, confiança e total apoio;
...aos amigos Ruth, Ronaldo, Roberta, Djane, Maryfrance e Andrea, pela força,
companheirismo, pelo conhecimento e disposição, diante das minhas limitações;
...aos colegas do curso de mestrado em especial às amigas Fabiane, Conceição e Rosimary,
pelas conversas e pela amizade;
...ao Prof. Dr. Enilson Cavalcanti, por aceitar a orientação deste estudo e conduzir seu
desenvolvimento, com muita sabedoria e paciência;
...aos amigos de longa data Kellen e Cláudio, ao amigo recente, Tarso e a Elder Beserra
pelas valiosas sugestões oferecidas durante a realização deste trabalho;
...a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior) pelos
recursos financeiros oferecidos durante o curso;
...aos professores do programa de Pós-graduação em Meteorologia que contribuíram com o
aperfeiçoamento do meu aprendizado;
...a Divanete Rocha da Cruz, secretária da coordenação do curso, pelo carinho e apoio.

Muito obrigada!

“...Logo eu digo Ëa! Que as coisas Existam...”

Silmarillion [Ainulindalë]- J.R.R.Tolkien

RESUMO

O propósito deste trabalho foi analisar as correlações entre as anomalias da temperatura da superfície do mar (ATSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico tropical com as anomalias da temperatura do ar, umidade específica e divergência do vento para três níveis atmosféricos específicos na América do Sul. Foram utilizados dados de reanálise do NCEP/NCAR, entre o período de 1948 a 2007. Uma filtragem das séries mensais foi realizada para a obtenção de eventos de El Niño Oscilação Sul (ENOS) e Gradiente Meridional relevantes de acordo com o critério de intensidade. As correlações positivas e negativas dos campos estudados apresentaram valores superiores de 0,7. Em casos de correlação positiva em anos de El Niño (La Niña)/Gradiente direcionado pra Norte (Sul) indica que a atmosfera encontra-se mais (menos) aquecida, mais (menos) úmida e apresentando divergência (convergência) de massa. Para os casos de correlação negativas, em anos de El Niño (La Niña) com inclinação para o Norte (Sul) a atmosfera, dessa vez, encontra-se menos (mais) aquecida e úmida com convergência (divergência) de massa.

Palavras-Chave: ENOS, Gradiente Meridional, Reanálise.

ABSTRACT

The purpose of this work was to analyze the correlations between of the Pacific and Atlantic tropical ocean sea surface temperature anomalies (SSTA) with the anomalies of the air temperature, specific humidity and divergence of the wind for three specific atmospheric levels in the South America. Data of reanalysis of NCEP/NECAR were used, among the period from 1948 to 2007. A filtering of the monthly series accomplished for the obtaining of relevant events of El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Meridional Gradient in accordance with the intensity criterion. The positive and negative correlations of the studied fields presented superior values of 0,7. In cases of positive correlation in years of El Niño (La Niña)/Gradient directed to North (South) indicates that the atmosphere is more (minus) heated up, more (minus) humid and presenting mass divergence (convergence). For the negative cases of correlation, in years of El Niño (La Niña) with Northward (Southward) inclination the atmosphere, of this time, it is less (plus) heated up and humid with mass convergence (divergence).

Key-words: ENSO, Meridional Gradient, Reanalysis.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Esquema ilustrando os principais sistemas de circulação atmosférica. Fonte: NASA	21
FIGURA 2	Modelo de circulação meridional da atmosfera mostrando os ventos a superfície e as áreas de alta (A) e baixa (B) pressão (Varejão, 2005)	22
FIGURA 3	Modelo de circulação zonal (Célula de Walker)	24
FIGURA 4	Diagrama esquemático idealizando o fenômeno de ENOS: (a) Condições normais e (b) Condição de ápice do evento de ENOS	29
FIGURA 5	Atmosfera vertical	39
FIGURA 6	Áreas dos Oceanos Pacífico Tropical e Atlântico Tropical Norte e Sul (ATN e ATS)	40
FIGURA 7	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	46
FIGURA 8	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	47
FIGURA 9	Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	48

FIGURA 10	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	51
FIGURA 11	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	52
FIGURA 12	Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa ...	53
FIGURA 13	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	56
FIGURA 14	Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	57
FIGURA 15	Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa	58

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Esquematização da distribuição mensal das anomalias mais relevantes, em que (a) El Niño 1+2; (b) El Niño 3 e (c) Gradiente Meridional	41
TABELA 2	Eventos de El Niño e La Nina. Fonte: CPTEC	42

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1	Quadro-Resumo para análise das áreas positiva e negativa de correlação entre ATSM para ENOS/Gradiente Meridional com as variáveis meteorológicas	60
----------	--	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Alta pressão
AS	América do Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATSM	Anomalia da temperatura da superfície do mar
ATS	Atlântico Tropical Sul
B	Baixa pressão
CGA	Circulação Geral da Atmosférica
H	Hemisfério Sul
IOS	Índice Oscilação Sul
N	Norte
NEB	Nordeste do Brasil
ENOS	El Niño Oscilação Sul
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
S	Sul
SE	Sudeste
SSTA	Sea Surface Temperature Anomaly
TSM	Temperatura da superfície do mar
W	Oeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

q	Umidade específica (kg/kg)
\bar{q}	Umidade específica média (kg/kg)
T_{ar}	Temperatura do ar (°K)
\bar{T}_{ar}	Temperatura média do ar (°K)
u	Componente zonal da velocidade do vento (m/s)
\bar{u}	Componente zonal da velocidade do vento médio (m/s)
v	Componente meridional da velocidade do vento (m/s)
\bar{v}	Componente meridional da velocidade do vento médio(m/s)

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
2.1	CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (CGA)	20
2.1.1	Circulação Meridional	21
2.1.2	Circulação Zonal	23
2.2	EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL (ENOS)	25
2.2.1	El Niño	25
2.2.2	A corrente Peruana (<i>Humboldt</i>)	25
2.2.3	História da pesquisa do ENOS	27
2.2.4	La Niña (o fenômeno anti-ENOS)	30
2.3	GRADIENTE MERIDIONAL DO ATLÂNTICO	30
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
3.1	INFLUÊNCIA DOS ENOS E DO GRADIENTE MERIDIONAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL (AS)	33
4	MATERIAL E METODOLOGIA	38
4.1	DADOS	38
4.2	METODOLOGIA	39
4.2.1	Divisão da atmosfera em camadas	39
4.2.2	Cálculo das anomalias de TSM (ATSM)	40
4.2.3	Critério de seleção e anos selecionados	41
4.2.4	Correlação de ATSM com variáveis meteorológicas	42
4.2.5	Análise da correlação	43

5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	44
5.1	ANÁLISE DE AS CORRELAÇÕES ENTRE ANOMALIAS	44
5.1.1	Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente Meridional e anomalia de temperatura do ar	44
5.1.2	Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente Meridional e anomalia de umidade específica	49
5.1.3	Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente Meridional e anomalia da divergência do vento	54
5.2	ANÁLISE TERMODINÂMICA E DINÂMICA DA ATMOSFERA NA AMÉRICA DO SUL	61
6	CONCLUSÕES	64
	REFERÊNCIAS	67

1 INTRODUÇÃO

Uma componente do sistema climático da terra é representada pela interação entre a superfície dos oceanos e a baixa atmosfera adjacente a ele. Os processos de troca de energia e umidade entre eles determinam o comportamento do clima, e alterações destes processos podem afetar o clima regional e global (SEMARH/DMET, 2008).

O El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno de interação oceano-atmosfera que interfere no comportamento atmosférico, causando consideráveis variabilidades interanuais, é caracterizado por alterações nos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a costa Peruana e a Austrália. Outra forma de medir tal fenômeno é através do índice de Oscilação Sul (IOS), isto é, a diferença média da pressão ao nível do mar entre os setores do Centro-Leste (Taiti/Oceania) e Oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical. O aquecimento/ resfriamento das águas da região está associado a este índice (Walker, 1928). As fases, positiva e negativa do fenômeno ENOS, são denominadas El Niño e La Niña, respectivamente. Em geral, o episódio começa a desenvolver-se em meados de um ano, atinge sua intensidade máxima no final daquele ano, e dissipa-se em meados do ano seguinte.

O espectro de frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o Atlântico é largo, englobando a variabilidade intrasazonal, interanual e interdecadal das correntes oceânicas e do campo de temperatura das camadas superiores do mar. Além disso, as oscilações de frequência decadal detectadas nos campos atmosféricos de vento e precipitação sobre o Atlântico Tropical são possivelmente induzidas pelas condições de contorno oceânicas com variação lenta do ambiente marinho.

O ciclo anual dos ventos e do calor sensível armazenado nas camadas superiores do Atlântico Tropical sofrem forte influência dos sistemas de monção dos continentes circunjacentes, fazendo com que a variabilidade interanual dos ventos e da TSM sobre o Atlântico sejam moduladas pelo ciclo anual do aquecimento solar (Hastenrath, 1984). Assim, o padrão espacial predominante do ciclo anual e da variabilidade interannual das TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico apresenta uma estrutura meridional (norte-sul) mais pronunciada do que a estrutura zonal (leste-oeste). Através do Índice do modo de gradiente meridional, é possível distinguir as fases positivas (mais quente) e negativas (mais frio) na região do Atlântico Tropical.

O fenômeno ENOS sobre o Pacífico Equatorial, e o Gradiente Meridional de anomalias de TSM (ATSM) sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical

seja significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (Hastenrath, 1984; Nobre and Shukla, 1996).

Tais fenômenos influenciam a circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, como episódios de El Niño 82/83 e 97/98 e La Niña 75/76 e 88/89, determinando mudanças nos padrões de transporte de umidade, e, portanto variações na distribuição das chuvas em regiões tropicais e latitudes médias. Portanto, um estudo analisando a relação entre o comportamento das anomalias das TSMs do Pacífico e Atlântico é de fundamental importância para o monitoramento climático.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFÉRICA (CGA)

A circulação geral da atmosfera manifesta-se, na região tropical, pelo cinturão de ventos de leste persistentes (*trade winds*) e, em latitudes temperadas, pelo cinturão de ventos predominantemente de oeste. Apesar das flutuações de longo prazo, este é um arranjo constante e indica a existência de uma ordem estrutural no padrão geral de circulação da atmosfera global ou na circulação geral. A circulação geral (Figura 1) pode ser considerada como uma circulação média de longo prazo da atmosfera, livre de todas as tendências sazonais do escoamento. Isto é o que determina os padrões de clima do globo e suas principais características (Musk, 1988).

A CGA (Figura 1) é composta por ar quente que se ergue nos trópicos e ar frio que afunda na região subtropical. O braço ascendente da célula é caracterizado por nuvens convectivas profundas similares as de tempestades de verão. O braço descendente é caracterizado por regiões desérticas nos continentes e por camadas de nuvens próximas da superfície com ar limpo acima nas regiões oceânicas.

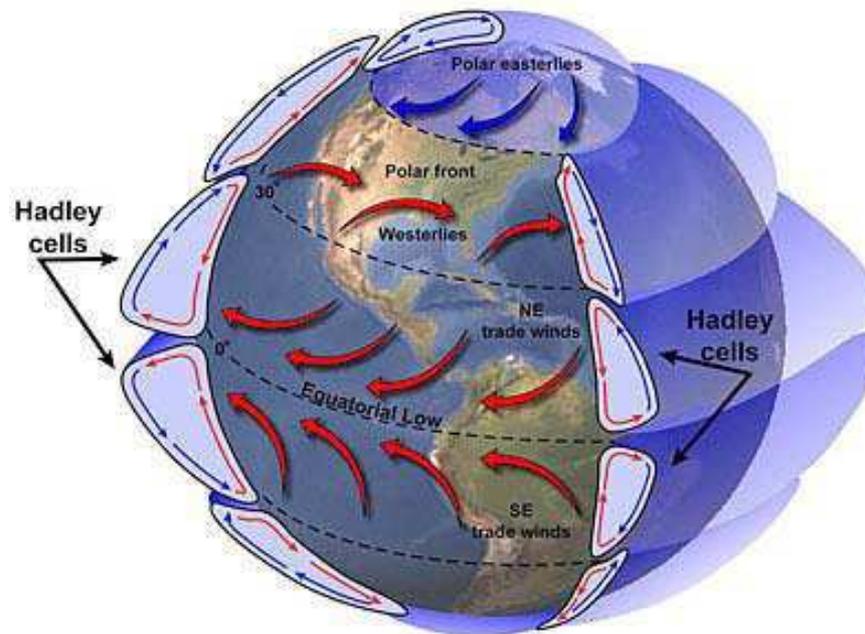


Figura 1 - Esquema ilustrando os principais sistemas de circulação atmosférica. Fonte: NASA

2.1.1 Circulação Meridional

Existem três unidades ou células principais interconectadas na circulação da troposfera, em cada hemisfério; a célula de Hadley nas latitudes tropicais; a célula de Ferrel em latitudes médias; e a menos organizada e definida célula Polar. Os limites de cada célula são marcados na superfície pelos anticiclones subtropicais, pela frente polar e pela frente Ártica ou Antártica, respectivamente. Em níveis altos, o limite polar da célula de Hadley é marcado pela corrente de oeste do jato subtropical, e o limite polar da célula de Ferrel é marcado pela frente polar como mostra a Figura 2.

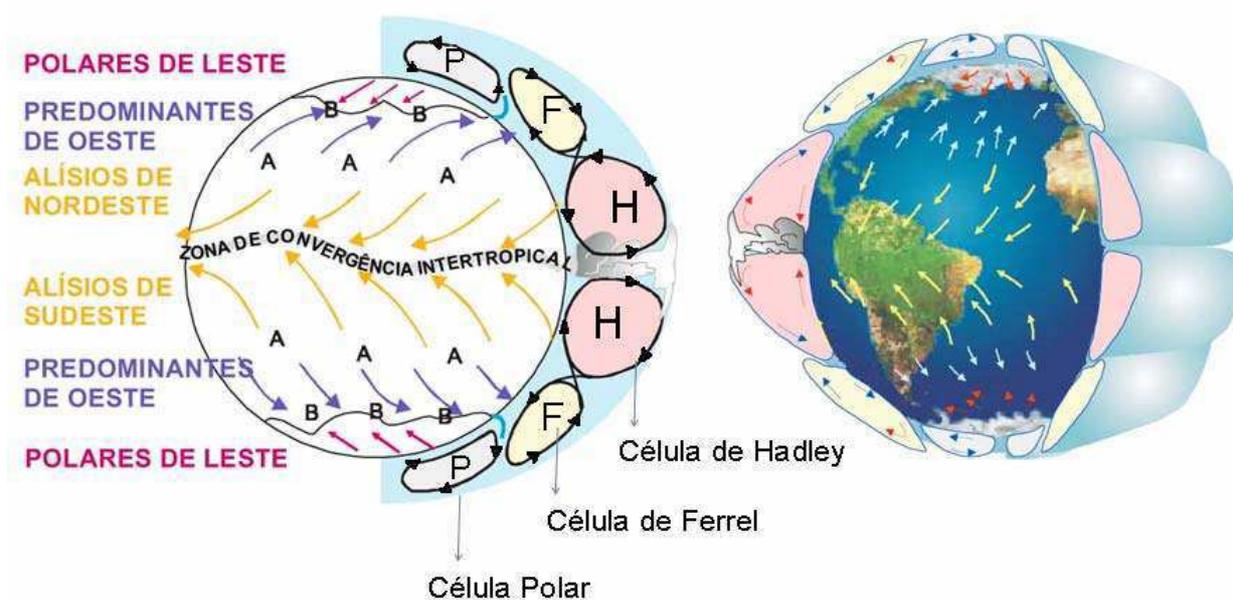


Figura 2 - Modelo de circulação meridional da atmosfera mostrando os ventos à superfície e as áreas de alta (A) e de baixa (B) pressão (Varejão, 2005)

Nas baixas latitudes, a circulação de Hadley se origina pelo transporte de calor desde às zonas equatoriais até às latitudes médias, onde a quantidade de radiação solar incidente é normalmente muito menor. As células de Hadley estendem-se desde o Equador até latitudes de aproximadamente 30°, em ambos os hemisférios. O ar aquecido é transportado em um movimento celular, com o ar ascendendo por convecção nas regiões equatoriais e deslocando-se até as latitudes superiores, pelas camadas atmosféricas mais altas. A subida do ar quente no Equador está acompanhada pela formação frequente de tempestades convectivas na chamada (ZCIT). Esta circulação forma a célula convectiva que domina o clima tropical e sub-tropical.

Nas médias latitudes células mais fracas chamadas de Células de Ferrel, circulam em direção oposta à Célula de Hadley, denominada por Ferrel no século XIX. Nessas

médias latitudes, as células de circulação meridional média, ocorre o ramo descendente com ar frio e ocorre o ramo descendente com ar quente. Essas células são, assim, termodinamicamente indiretas, visto que elas transportam energia de uma área fria para uma quente. A circulação meridional média é um componente pequeno do escoamento total em médias latitudes e as células de Ferrel são um subproduto do transporte muito forte na direção dos pólos, de energia por circulação dos vórtices. Os vórtices são os desvios no tempo ou da média zonal, e são a componente chave da circulação geral da atmosfera.

Nas altas latitudes, o ar sobe, diverge, e desloca-se para os pólos. Uma vez sobre os pólos, o ar desce, formando as altas pressões polares. À superfície, o ar diverge para o exterior da região de alta pressão. Assim, o vento diverge à superfície em direção a latitudes mais baixas. Estes ventos são ventos de leste, devido ao desvio de Coriolis.

Nas altas latitudes (cerca de 60°N e S), o ar mais frio polar encontra ar mais quente proveniente de latitudes mais baixas, obrigando este a subir ao longo da chamada Frente Polar. Uma vez que grande parte da energia é perdida no transporte ao longo das latitudes médias, esta célula é muito mais fraca, relativamente às altas subtropicais.

2.1.2 Circulação Zonal

Na Região Tropical, além da circulação meridional decorrente da atividade das células de Hadley, existe uma circulação zonal em larga escala, devida às Células de Walker (Figura 3) descoberto por Sir Gilbert Walker. Esta circulação é atribuída

basicamente ao aquecimento diferencial que se verifica entre continentes e oceanos (Varejão, 2005).

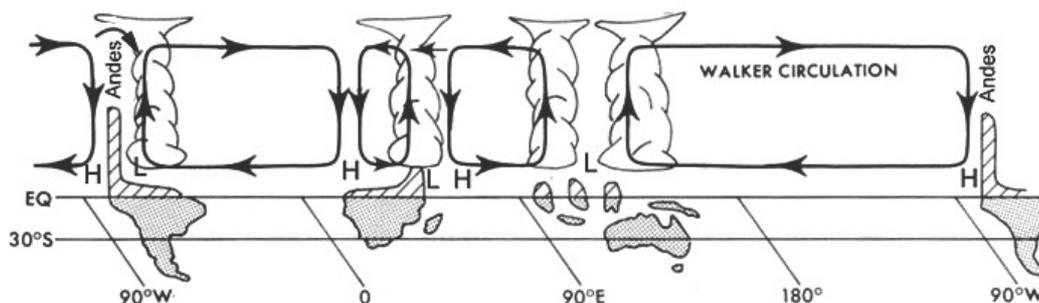


Figura 3 – Modelo de circulação zonal (Célula de Walker).

A circulação de massas de água dos oceanos é o resultado da circulação dos próprios oceanos e da circulação atmosférica, que são determinadas pela energia proveniente da radiação solar, constituindo assim um grande regulador térmico. A circulação atmosférica é extremamente rápida e complexa, não se restringindo aos limites dos oceanos. A circulação dos oceanos é mais lenta, causada, principalmente, pela densidade, por ser maior na água do que no ar, portanto, é necessária uma quantidade de energia muito maior para mover uma massa de água do que de ar (Mendonça, 2006). Consequentemente, a variação da superfície do mar tem influência considerável numa região.

Anomalias significativas na distribuição da temperatura da superfície do mar (TSM) podem atuar de duas maneiras: (i) causando mudanças no campo da pressão atmosférica à superfície as quais podem alterar significativamente a própria circulação geral da atmosfera e, simultaneamente (ii), modificando o fluxo vertical turbulento de vapor d'água, provocando mudanças na nebulosidade e no balanço de energia (Varejão, 2005).

2.2 EL NIÑO/OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

2.2.1 El Niño

Perto do fim de cada ano, quando se aproxima o ápice do verão no Hemisfério Sul (HS), uma fraca contra-corrente quente flui em direção ao sul, seguindo as costas do Equador e do Peru, substituindo a fria corrente peruana (Humboldt). Há séculos os residentes locais nomearam este evento anual como *El Niño* (em português, “o menino”) baseado na teologia cristã que designa a este período do ano a nomenclatura da estação natalina. Normalmente, estas contra-correntes quentes duram no máximo algumas semanas quando, novamente, dão lugar ao fluxo frio peruano. Entretanto, a cada período de três a sete anos, esta contra-corrente é excepcionalmente quente e forte. Este evento é acompanhado de um acúmulo de água quente na superfície oceânica do Pacífico Central e Leste. El Niño tem feito aparições freqüentes no último século, com conseqüências particularmente severas em 1891, 1925, 1953, 1972, 1982, 1986, 1992, 1993, e 1997 (INPE/CPTEC, 2007). Atualmente, os cientistas utilizam o termo ‘El Niño’ para estes episódios de aquecimento oceânico sustentando assim o nome de origem.

2.2.2 A corrente Peruana (*Humboldt*)

A corrente de *Humboldt* é uma corrente fria superficial que percorre o Oceano Pacífico, da Antártida até o Peru. Durante o fenômeno El Niño ela desaparece e cede lugar a uma corrente quente, o que reduz a quantidade de plâncton e aumenta as precipitações na porção sul-americana do Pacífico (CENDOTEC, 2006).

Sob circunstâncias normais, a corrente fria peruana (uma corrente de fronteira leste) segue em direção a corrente equatorial percorrendo a costa de Equador e Peru com velocidade de 0,1 a 0,15 m/s e transporte de apenas 15×10^6 (m^3/s), ou seja, a corrente de fronteira leste é lenta e não muito forte. Próximo à costa a corrente está à apenas 200 m de profundidade, aumentando para 700 m em alto mar (Duxbury e Duxbury, 1999).

Na ausência do El Niño, há um predomínio de ventos de superfície resultando em transporte de *Ekman* para a esquerda ou longe da costa, com subsequente ressurgência. O fenômeno de ressurgência caracteriza-se pelo afloramento de águas profundas, as quais em geral apresentam-se frias e ricas em nutrientes, deste modo ocorre um incremento na produtividade primária e esta vai servir de alimento para milhões de peixes, particularmente anchovas ao longo da costa pacífica da América do Sul.

A ressurgência (*upwelling*) ocorre comumente nas regiões leste dos oceanos. No hemisfério sul os ventos devem soprar para o norte para que ocorra a ressurgência (geralmente ocorre durante o inverno). Ressurgência costeira desse tipo acontece, porque a costa oeste sul-americana apresenta uma considerável declividade, facilitando assim a formação da circulação de Ekman (Ingmanson e Wallace, 1995).

O predomínio de ventos de superfície em direção a oeste provoca um movimento vertical da água, deste modo águas profundas mais frias afloram a superfície (*upwelling*) na região entre 5° - 45°S e águas de superfície mais quente tendem a descer (*downwelling*), estes movimentos das águas ocorre na plataforma continental, que no caso do Peru, apresenta uma plataforma estreita.

Segundo Duxbury e Duxbury (1999), a corrente peruana continuamente alimenta estas águas orientando-as em direção oeste criando assim uma zona de divergência equatorial. Numa divergência como esta, as águas da superfície movem-se de ponto para outro, fazendo com que as águas das profundezas movam-se para a superfície. Esta ação faz com que a camada superficial fique mais fina e geralmente (de forma adiabática) diminui ainda mais sua temperatura.

Os maiores eventos do El Niño estão relacionados intimamente com circulação atmosférica em larga escala. Cada vez que ocorre El Niño a pressão barométrica decai sobre largas porções do Sudeste do Pacífico, enquanto no Oeste do Pacífico, perto da Indonésia e ao norte da Austrália, a pressão aumenta. Então, quando um importante evento de El Niño chega ao fim, a diferença de pressão entre as duas regiões apresenta um refluxo em direções opostas. Este padrão de pressão atmosférica entre leste e oeste no Pacífico é conhecido como “Oscilação do Sul” (Lutgens e Tarbuck, 1998 e Madl, 2000), já mencionado no capítulo anterior.

2.2.3 História da pesquisa do ENOS

Sir Gilbert Walker, Diretor Geral do Observatório da Índia, assumiu seu posto em 1904 logo depois da escassez de comida provocada pela monção de 1899 (ano de El Niño). Sua meta era prever as flutuações asiáticas.

Walker organizou através de registros de tempo do mundo, datando desde antes do século 20, e descreveu um balanço na pressão ao nível do mar entre a América do Sul e a Índia-Austrália. Ele notou que quando a pressão aumenta no leste, normalmente, decai no

oeste e vice-versa. Walker então adota o termo Oscilação do Sul para classificar os altos e baixos no balanço leste-oeste do campo da pressão no Pacífico Sul. O Índice de Oscilação Sul (IOS) é a diferença normalizada da pressão entre o Taiti (Pacífico central) e Darwin (Austrália) (Walker, 1924)

Na década de 60, Jacob Bjerknes ressaltou a relação empírica entre a atmosfera e o Pacífico tropical. Ele também propôs uma junção em dois sentidos entre o oceano e a atmosfera. Tal idéia desenvolvida por Bjerknes se deu a partir de observações de anomalias de grande escala na atmosfera e no Oceano Pacífico tropical durante 1957-58 (ano de El Niño), o Ano Geofísico Internacional (Bjerknes, 1969).

Bjerknes observou que o estado normal da TSM no extremo leste encontrava-se notadamente fria para tais latitudes baixas. A parte oeste do Pacífico apresentava-se mais aquecida e havia uma grande área de TSM elevada ao longo do Pacífico. Em consequência, há uma circulação térmica direta na atmosfera ao longo do Pacífico. O ar frio e seco acima das águas frias do Pacífico equatorial oriental flui para o oeste ao longo da superfície para as águas quentes do Pacífico ocidental, onde o ar está aquecido e fornecendo umidade. Há um gradiente zonal da pressão associado com a circulação equatorial que Bjerknes nomeou como “Circulação de Walker”. Bjerknes percebeu que tais flutuações nesta circulação iniciaram pulsos na Oscilação Sul de Walker.

Enquanto que os ventos de superfície estão sendo conduzidos para o oeste ao longo do equador pelo gradiente zonal da TSM, estes agem na formação do fenômeno oceanográfico chamado de ressurgência – que consiste na subida de águas profundas, geralmente frias e muitas vezes ricas em nutrientes, para regiões menos profundas do

oceano – no leste. A causa das águas frias do Pacífico leste equatorial está fundamentada em três características na direção do vento na dinâmica do oceano: (i) Advecção horizontal. Os ventos de leste conduzem correntes na direção oeste ao longo do Pacífico equatorial; (ii) Ressurgência equatorial e (iii) Deslocamento ascendente da termoclina

Bjerknes referiu-se a circulação oceânica e atmosférica sobre o Pacífico tropical como uma ‘reação em cadeia’. Ele escreveu que: “Uma intensificação na circulação de Walker prevê um aumento no contraste da temperatura leste-oeste que é a causa da circulação de Walker em primeiro lugar”. Bjerknes também notou que a interação poderia gerar o oposto: uma diminuição dos ventos de leste equatoriais diminui a provisão de águas frias, ressurgência, e a redução do gradiente de temperatura leste-oeste faz com que a circulação de Walker retarde (Figura 4). Deste modo, Bjerknes forneceu assim uma explicação para a associação da fase baixa da Oscilação Sul com o El Niño assim como a associação da fase elevada do estado frio e normal do Pacífico oriental.

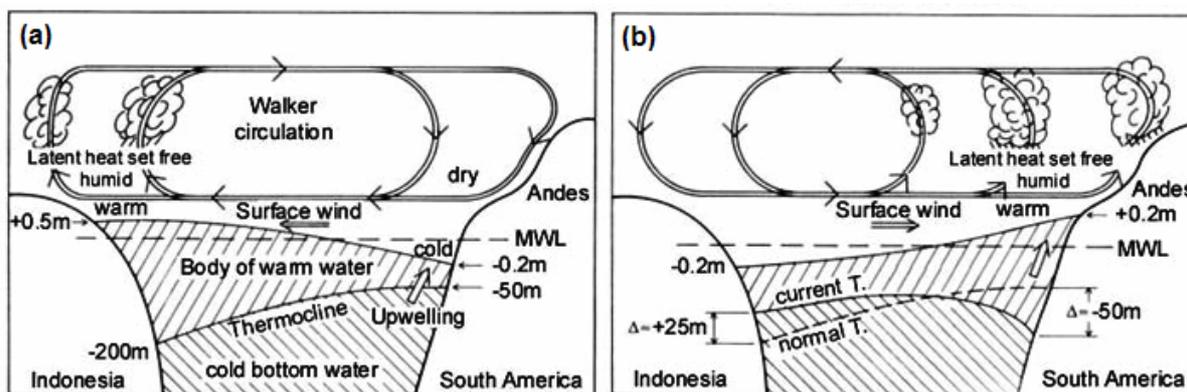


Figura 4 - Diagrama esquemático idealizando o fenômeno de ENOS: (a) Circulação de Walker normal e (b) Anomalia da circulação de Walker devido ao El Niño. Fonte: Lutgens F.K., Tarbuck E.J. (1998).

2.2.4 La Niña (o fenômeno anti-ENOS)

Se, por um lado os ventos de troca da superfície se fortalecem, e com eles as vertentes leste-oeste e ao longo delas, as temperaturas oceânicas gradientes leste-oeste, os padrões climáticos resultantes levam ao anti-El Niño, que é geralmente referido como La Niña. Tais eventos são caracterizados por um Índice de Oscilação Sul altamente positivo (i.e. uma gradiente pressão aumentada em direção a oeste sobre o Pacífico equatorial), ventos de troca da superfície mais fortes no Pacífico central e TSMs mais frias no Pacífico equatorial leste. Tal padrão climático, por outro lado, é associado com o aumento da atividade ciclônica no Pacífico Oeste, além das costas do leste da Austrália, as Filipinas e toda a região Oeste do Atlântico.

Os anos de forte El Niño são geralmente seguidos por persistentes e incomuns anos de La Niña, enquanto os sistemas tentam voltar a um equilíbrio dinâmico.

2.3 GRADIENTE MERIDIONAL DO ATLÂNTICO

Há mais de um modo de variabilidade de TSM no Atlântico tropical. O ciclo sazonal é o sinal mais forte da interação oceano-atmosfera nessa região. Sobreposto a este estão as flutuações em escalas de tempo interanual e decadal, as quais embora mais fracas, têm significantes impactos no clima regional das Américas e África. Nestas escalas de tempo, análises empíricas de TSM no Atlântico tropical mostram dois modos de variabilidade, um equatorial zonal e outro meridional (modo de dipolo) (Servain, 1991). Atualmente a denominação Dipolo do Atlântico é descrito como Gradiente do Atlântico.

O modo de variabilidade equatorial é similar ao ENOS do Pacífico (Zebiak, 1993; Carton e Huang, 1994) e varia em escalas de tempo sazonal e interanual. Este modo caracteriza-se pela presença de anomalias de TSM extremas, definidas mais ou menos zonalmente no leste do Atlântico equatorial, que são acompanhadas por alterações nos alísios no Atlântico equatorial oeste tal que, os alísios são mais fracos (fortes) que o normal durante eventos quente (frios). O início de um evento equatorial quente ou frio pode ocorrer rapidamente em escalas de poucas semanas a meses, devido à excitação e propagação de ondas de Kelvin e Rossby equatorial, forçadas pelo vento (Zebiak, 1993).

O modo meridional da variabilidade de TSM no Atlântico tropical, o gradiente do Atlântico, caracteriza-se por anomalias de TSM com sinais opostos sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico tropical. Isso gera um gradiente térmico norte-sul e inter-hemisférico nos baixos níveis da troposfera sobre o Atlântico tropical (Weare, 1977; Moura e Shukla, 1981; Servain, 1991; Servain et al. 1999; Huang e Shukla, 1997; Tourre et al., 1999). Este modo envolve variações de TSM em ambos os hemisférios, em escalas de tempo sazonal, interanual e decadal. As anomalias de TSM são relacionadas a posição e intensidade da ZCIT durante o período de março-abril-maio e exercem considerável influência na precipitação no norte do Nordeste do Brasil (NEB) (Moura e Shukla, 1981) até a parte central da Amazônia. A fase positiva (negativa) do gradiente do Atlântico ocorre quando Anomalias positivas (negativas) de TSM são encontradas na Bacia Norte (entre 5°N e 20°N) e negativas (positivas) na Bacia Sul do Atlântico (entre a linha do equador e 15°S).

Para identificar o modo dipolo do Atlântico tropical, Servain (1991) definiu um índice, que consiste na diferença entre as médias espaciais normalizadas pelos respectivos desvios padrões das anomalias de TSM observadas sobre as Bacias Norte e Sul do

Atlântico tropical separadas pela latitude de 5°N. Seus resultados mostraram que o sinal de TSM inter-hemisférico é notado em todos os oceanos, sendo mais marcante no Atlântico tropical onde tem uma estreita relação com a posição latitudinal da ZCIT. Servain (1991) observou que este índice apresenta uma variação temporal na escala de tempo decadal.

No entanto, vários autores sugeriram que as componentes norte e sul do dipolo não estão dinamicamente acopladas, para as diversas escalas temporais, da sazonal à decadal (Houghton e Tourre, 1992; Enfield e Mayer, 1997; Enfield et al., 1999; Mo e Häkkinen, 2001; Andreoli e Kayano, 2004). De fato, alguns estudos têm mostrado ao invés de um dipolo, um gradiente meridional de anomalias de TSMs que cruza o equador relacionado a variações de precipitação (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre e Shukla, 1996). Esse modo relaciona-se hidrosticamente aos campos de pressão ao nível do mar sobre o Atlântico equatorial e afeta o deslocamento meridional da ZCIT.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 INFLUÊNCIA DOS ENOS E DO GRADIENTE MERIDIONAL SOBRE A AMÉRICA DO SUL (AS)

Muitos trabalhos têm mostrado que a circulação de Walker é desintensificada durante anos de El Niño e intensificada durante anos de La Nina (Bjerknes, 1969; Chervin e Druyan, 1984; Stone e Chervin, 1984). Segundo estes autores durante anos de El Niño o gradiente zonal de TSM sobre o Pacífico equatorial desaparece e em anos de La Niña esse gradiente é intensificado fazendo com que a circulação de Walker varie durante estes eventos. Atualmente, sabe-se que as anomalias de TSM sobre o Pacífico central e leste afetam tanto regiões locais quanto regiões a milhares de quilômetros de onde tais anomalias ocorrem, as chamadas teleconecções.

Estudos com base em resultados de modelos de circulação geral atmosféricos, assim como evidências observacionais e teóricas sobre a Bacia do Atlântico Tropical, indicam que as condições oceânicas e atmosféricas influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Chu, 1984; Hastenrath, 1990; Nobre e Shukla, 1996) e África (Parker et al, 1988; Folland, 1991).

Segundo Aragão (1990), os períodos de duração das secas e enchentes dependem do período de atuação, duração, intensidade e cobertura do ENOS e do Gradiente Meridional do Atlântico. De acordo com a variação de temperatura da água do mar, a extensão e o período de atuação estes episódios podem ser classificados como muito fracos, moderados e fortes.

Particularmente sobre a América do Sul, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são: (i) O leste da Amazônia (Molion, 1987; Molion, 1993; Nobre and Shukla, 1996); (ii) A Região do NEB (Namias, 1972; Hastenrath and Heller, 1977; Markham and McLain, 1977; Moura and Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1990; Alves et al, 1993; Nobre, 1993; Rao et al, 1993; Nobre and Shukla, 1996); (iii) O extremo sul do Brasil e Uruguai (Diaz and Studzinski, 1994).

Um fator de grande importância para a variabilidade de TSM no Atlântico tropical é o fluxo de calor em superfície (Carton et al, 1996; Chang et al, 1997, citados por Silva, 2006 e Bezerra, 2006). Segundo Saravanan e Chang (2000) anomalias de fluxo de calor em superfície associadas com o ENOS, sobre o Atlântico tropical, são causadas por mudanças na velocidade dos ventos e na diferença de temperatura entre atmosfera-oceano.

Com relação à precipitação mensal, Uvo (1998) citado por Bezerra (2006) observou no mês de dezembro, que o oeste central do Atlântico possui significativa correlação positiva com a precipitação no oeste da Amazônia. Durante janeiro, o padrão de precipitação é correlacionado com uma área ao norte do Atlântico tropical, só que alta TSM é relacionada para o norte da Amazônia com baixa precipitação, e alta para sudeste.

Em fevereiro, o padrão de precipitação desenvolve-se numa grande porção do oeste central da Amazônia e uma correlação negativa com a TSM do norte do Atlântico. No mês de março, mostra várias áreas significantes de precipitação para o norte, agora abrangendo a região da Guiana, norte do estado do Pará e parte da Venezuela. Estas regiões são correlacionadas negativamente significativas para o norte do Atlântico, Leste do Caribe e também na área central e sudeste do Atlântico. Em abril, o padrão do dipolo apresentou-se no primeiro modo com correlação positiva no norte do Atlântico e negativo no sul do atlântico. Este padrão foi positivamente correlacionado com a precipitação no Estado do Amapá, Guianas e Venezuela e negativa para a parte oeste da Amazônia.

Pesquisas realizadas por Souza e Ambrizzi (2002) e Grimm (2003 e 2004) constataram que o impacto de ENOS sobre o regime de chuvas na AS é exercida através da perturbação da circulação de Walker sobre a Amazônia e através da propagação de ondas de Rossby do Pacífico leste tropical em direção ao sudeste da AS.

Veiga et al. 2002, investigaram como a atmosfera tropical responde as ATSM sobre o Pacífico Leste e Oeste durante o El Niño de 1998 e La Niña de 1999 e os resultados para ambos os eventos foram: (i) Anomalias negativas de precipitação e umidade específica durante o mês de janeiro de 1998 sobre o Pacífico Oeste, Indonésia e norte da Austrália e Amazônia causando assim inibição de atividades convectivas e (ii) Anomalias negativas de precipitação no Pacífico Central acompanhadas de ATSM favoreceram ao aumento de chuvas nas mesmas regiões citadas anteriormente. Estes autores concluíram que o principal motivo pelo qual houve uma grande mudança no regime climático de um ano para o outro, na região tropical, foi conseqüências de mudanças nos padrões atmosféricos associados às anomalias oceânicas que ocorreram sobre o pacífico Central e Leste durante 1998 e 1999.

Um estudo realizado por Ferreira e Alves (2003) apresentou uma análise observacional da evolução termodinâmica no Atlântico tropical em anos definidos como de La Niña, El Niño e Neutro no Pacífico tropical. Os resultados mostraram uma relação consistente entre as anomalias das variáveis termodinâmicas (TSM, estresse do vento, pressão a nível médio do mar [PNM] e balanço de calor), no Atlântico tropical desde a pré-estação (novembro a janeiro) e a estação chuvosa (fevereiro a maio) do setor norte do NEB. Foi observado que em anos de El Niño o setor norte (sul) da bacia apresenta um predomínio de um balanço de calor positivo (negativo), a TSM permanece mais quente (fria), a PNM diminui (aumenta), e os estresses de ventos de nordeste (sudeste) permanecem mais fracos (fortes). Para os anos de La Niña, em geral, essas características foram contrárias. No entanto, em anos Neutros a configuração das variáveis termodinâmicas não mostram nenhuma característica predominante como a identificada nos anos de El Niño e La Niña. As análises mostraram também que a tendência termodinâmica nas áreas dos setores norte e sul do chamado modo do gradiente de TSM do Atlântico. Estes autores ainda destacaram que para o período de janeiro a abril, que coincide com o final de verão e parte do outono do Hemisfério Sul, inferiram que a interação entre as características de TSM na parte norte do Atlântico tropical está diretamente ligada ao deslocamento meridional da ZCIT e a variabilidade associada da Circulação de Hadley.

Dois cenários climáticos distintos foram considerados por Souza *et al* (2005) ao investigar a variabilidade da precipitação quando sofre com os efeitos anômalos de TSM do Pacífico e Atlântico durante a estação chuvosa (março a maio) sobre a Amazônia Oriental e NEB. Foi considerado como cenário desfavorável (UNFAV) as ocorrências simultâneas do El Niño com o gradiente do Atlântico direcionado para o Norte e cenário

favorável (FAV) quando as ocorrências simultâneas com La Niña e o gradiente direcionado pra Sul. A composição diante do cenário de UNFAV (FAV), mostrou mudanças notáveis em ambas as células de Walker e de Hadley associadas com a ZCIT enfraquecida (fortalecida) assim com o déficit (abundância) da precipitação sazonal em boa parte da Amazônia Oriental e NEB.

Beserra e Cavalcanti (2008) correlacionaram eventos de El Niño/La Niña e gradiente do Atlântico com água precipitável sobre a AS e constataram que em anos de El Niño/Gradiente para norte, regiões que apresentaram correlação positiva representaram áreas como atmosfera umedecidas. Em anos de La Niña/Gradiente para sul, a atmosfera, nessas áreas de correlação positiva, apresentou uma atmosfera seca, com água precipitável abaixo da normal. Regiões que apresentaram correlações negativas indicaram áreas de umedecimento da atmosfera para anos de La Niña/Gradiente para sul e de secagem em anos de El Niño/Gradiente para o norte.

4 MATERIAL E METODOLOGIA

4.1 DADOS

Para este estudo, serão utilizados dados mensais, durante o período de 1948 a 2007, obtidos através do projeto denominado de ‘*Reanalysis*’ dos centros *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) que reconstituíram registros de mais de 50 anos de análises globais dos campos atmosféricos (Kalnay et al. 1996 e Kistler et al. 2001). Tais dados são espaçados em pontos de grades com resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude, que consiste em um sistema de assimilação dos dados que representa um conjunto de observações de satélites geostacionários; observações de avião; observações de superfície e oceânicas.

As variáveis meteorológicas utilizadas são: temperatura do ar (T_{ar}) ($^\circ\text{K}$), umidade específica (q) (kg/kg); componente zonal (u) e meridional (v) (m/s) do vento, além de dados da temperatura da superfície do mar (TSM) gerados por Reynolds e Marsizo (1992) que atualmente estão em pontos de grade de $2^\circ \times 2^\circ$ de latitude e longitude e, portanto, redimensionados para a grade $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude, com a finalidade de determinar os anos com anomalias significativas de acordo com os padrões observados sobre a superfície oceânica do Pacífico e Atlântico tropical.

4.2 METODOLOGIA

4.2.1 Divisão da atmosfera em camadas

A atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical extremamente variável quanto a inúmeros aspectos: composição, temperatura, umidade, pressão, movimentos, etc. Para análises específicas, costuma-se dividir a atmosfera em várias camadas e cada camada tem características próprias, embora não seja homogênea (Vianello e Alves, 1991).

No entanto, a divisão adotada para este estudo será em três partes: camada baixa entre 925 à 700 hPa, camada média entre 700 à 500 hPa e camada alta de 500 à 300 hPa (Figura 5). Para cada camada serão obtidos cálculos das anomalias da temperatura média do ar (\bar{T}_{ar}), da umidade específica média (\bar{q}) e do vento médio (\bar{u} , \bar{v}).



Figura 5 – Atmosfera vertical

4.2.2 Cálculo das Anomalias de TSM (ATSM)

As ATSMs no Pacífico e Atlântico Tropical, para os dados do NCEP/NCAR, serão obtidas através do cálculo das médias de TSM sobre áreas de ocorrências dos El Niño 1+2 (10°S, 0°; 90°W, 80°W) e 3 (5°S, 5°N; 150°W, 90°W) e do Gradiente do Atlântico, anomalia média na área norte (5°N, 20°N; 60°W, 30°W) menos a da área sul (20°S, 0°; 30°W, 0°) (Figura 6).

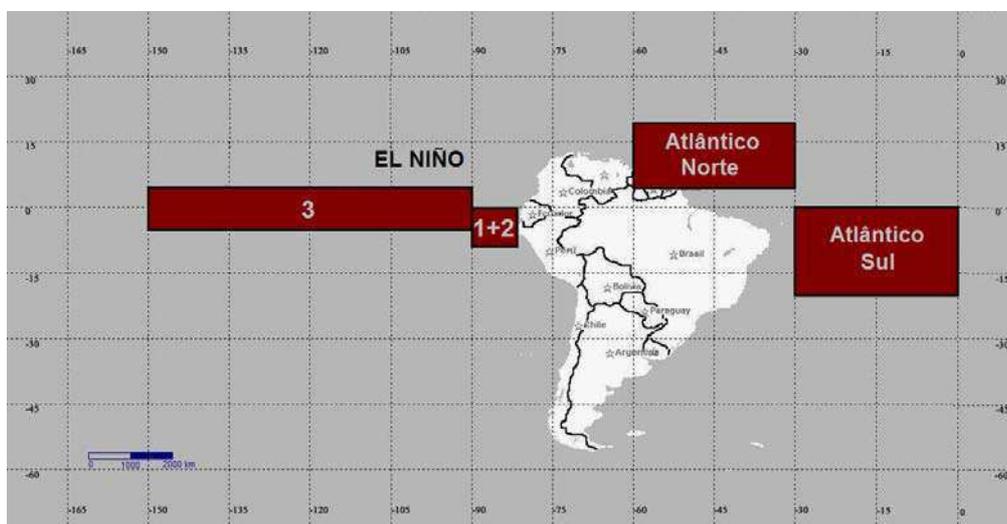


Figura 6 - Áreas dos Oceanos Pacífico Tropical e Atlântico Tropical Norte e Sul (ATN e ATS)

O cálculo das anomalias baseou-se na seguinte equação:

$$AVar_{i,j} = Var_{i,j} - \overline{Var_j} \quad (1)$$

Em que: $AVar_{i,j}$ é a anomalia da variável, no ano $i = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $j = 1, 2, 3, \dots, 12$; $Var_{i,j}$ é a variável no ano $i = 1, 2, 3, \dots, N$ e mês $j = 1, 2, 3, \dots, 12$ e $\overline{Var_j}$ é a média aritmética da variável para cada mês j dada por:

$$\overline{Var_j} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Var_{i,j} \quad (2)$$

4.2.3 Critério de seleção e anos selecionados

A seleção dos anos de atuação dos fenômenos El Niño, La Niña e Gradiente Meridional mais significativos, serão obtidos através de uma filtragem da série de anomalias em que apenas os meses que apresentarem intensidade relevante, isto é, valores entre $-1,5 \leq \text{Anomalia} \leq 1,5$ para as áreas de El Niño 1+2 e 3, $-0,9 \leq \text{Anomalia} \leq 0,9$ para o Gradiente do Atlântico. Os meses selecionados obedecendo tais condições são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1: Esquematização da distribuição mensal das anomalias mais relevantes, em que: (a) El Niño 1+2; (b) El Niño 3 e (c) Gradiente do Atlântico.

(a)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1951						x	x					
1953				x								
1954			x	x	x	x				x		
1955				x	x					x	x	
1957			x	x	x	x	x					
1962		x	x									
1963												
1964					x			x				
1965				x	x	x	x					
1967												x
1968					x							
1969					x							
1970							x					
1972						x	x	x	x		x	x
1973	x											
1975										x	x	x
1976						x						
1982										x	x	x
1983	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
1987			x	x	x					x		
1992				x	x							
1997					x	x	x	x	x	x	x	x
1998	x	x	x	x	x	x						
2002												x
2006									x	x		

(b)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1948												x
1949											x	x
1950	x											
1955											x	x
1972								x	x	x	x	x
1973	x											x
1974	x											
1975												x
1976	x											
1982									x	x	x	x
1983	x	x	x	x	x	x						
1987								x	x			
1988						x	x					
1997						x	x	x	x	x	x	x
1998	x	x	x	x	x							

(c)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1958			x	x	x	x	x	x	x			
1970			x									
1971						x						
1972												x
1973	x		x							x	x	
1974				x	x	x	x	x				
1978				x								
1981			x									
1985			x									
1989			x	x	x							
2005					x	x	x					

x – Anomalia Positiva
x – Anomalia Negativa

Com base no critério descrito acima e simultaneamente comparando-o com os eventos registrados (Tabela 2) pode-se definir que: valores positivos (negativos) indicaram presença de El Niño (La Niña), e valores positivos (negativos) de gradiente, corresponderam que o Atlântico Norte (Sul) está mais aquecido (resfriado). Também foi possível determinar os anos que se mostraram significativos: 82/83 e 97/98 para El Niño, 54/55 e 75/76 para La Niña e 58 e 74 para Gradiente negativo e positivo, respectivamente.

Tabela 2 – Eventos de El Niño e La Niña. Fonte: CPTEC

El Niño		La Niña	
1877 - 1878***	1888 - 1889**	1886***	1903 - 1904***
1896 - 1897***	1899***	1906 - 1908***	1909 - 1910***
1902 - 1903***	1905 - 1906***	1916 - 1918***	1924 - 1925**
1911 - 1912***	1913 - 1914**	1928 - 1929*	1938 - 1939***
1918 - 1919***	1923**	1949 - 1951***	1954 - 1956***
1925 - 1926***	1932**	1964 - 1965**	1970 - 1971**
1939 - 1941***	1946 - 1947**	1973 - 1976***	1983 - 1984*
1951*	1953*	1984 - 1985*	1988 - 1989***
1957 - 1959***	1963*	1995 - 1996*	1998 - 2001**
1965 - 1966**	1968 - 1970**	Intensidade: Forte (***) ; Médio (**); Fraco (*)	
1972 - 1973***	1976 - 1977		
1977 - 1978*	1979 - 1980		
1982 - 1983***	1986 - 1988**		
1990 - 1993***	1994 - 1995**		
1997 - 1998***	2002 - 2003**		
2004 - 2005*	2006 - 2007*		
Intensidade: Forte (***) ; Médio (**); Fraco (*)			

Os episódios El Niño e La Niña selecionados estão de acordo com eventos discutidos por Delecluse *et al.*, 1994; Trenberth, 1997; Souza, 2003 e Bezerra, 2006.

4.2.4 Correlação de ATSM com variáveis meteorológicas

Para avaliar a relação entre ATSM com as anomalias de variáveis meteorológicas nas três camadas selecionadas da atmosfera, temperatura média (\bar{T}_{ar}), umidade específica

média (\bar{q}) e divergência média do vento nas três camadas definidas (925-700, 700-500 e 500-300 hPa).

O coeficiente de correlação serão obtidos para Lag 0, correlação de $X_{i,j}$ com $Y_{i,j}$ e Lag 1, correlação de $X_{i,j}$ com $Y_{i,j+1}$, em que i é o ano, j é o mês, X é a ATSM e Gradiente e Y serão as variáveis médias as camadas baixa, média e alta.

4.2.5 Análise de Correlação

Para verificar a relação entre as variáveis envolvidas será utilizada a técnica de análise de correlação. O coeficiente de correlação para uma amostra de tamanho n é dado por:

$$r = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \frac{AVar_k \times ATSM_k}{\sqrt{\sum AVar_k^2 \times \sum ATSM_k^2}} \quad (3)$$

Em que: r é o coeficiente de correlação; n é o tamanho da amostra; $AVar$ é a anomalia da variável e $ATSM$ é a anomalia da TSM, ambas já citadas anteriormente.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A seguir serão analisados três perfis atmosféricos com base nas correlações entre as anomalias das variáveis meteorológicas (temperatura, umidade específica e divergência) e anomalias de TSM (ATSM) do Pacífico e Atlântico.

5.1 ANÁLISES DE CORRELAÇÕES ENTRE ANOMALIAS

5.1.1 Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente Meridional e anomalia de temperatura do ar

As correlações positivas foram observadas nos oceanos Pacífico e Atlântico e em todo o continente sul americano nos três níveis atmosféricos selecionados. Os núcleos de máxima correlação encontraram-se em regiões diferentes nas três camadas, por sua vez, as correlações positivas apresentaram-se de forma uniforme nos gráficos para a região do El Niño 1+2 (Figura 7). Com um comportamento semelhante, porém de forma mais abrangente na região do El Niño 3.

Na área do El Niño 1+2 (Figura 7), na camada entre 925-700 hPa, correlações positivas apresentaram-se em praticamente todo continente, as máximas ocorreram, no caso de Lag 0, entre as latitudes de 10°N-20°S e longitude entre 78°-130°W, no instante Lag 1, as máximas restringiram-se às áreas entre 10°N e 5°S de latitude, 78° a 100°W de longitude. Isto evidência que o aquecimento das águas torna a atmosfera mais aquecida

Nas camadas entre 700 e 500 hPa e 500 a 300 hPa, as áreas de correlações positivas altas de 0,6 apresentaram-se na região equatorial.

Os núcleos de máxima correlação tendem a direcionar-se para Oeste conforme a altitude (Figuras 7a, 7b, 7c). Nota-se também a formação de outro núcleo de correlação positiva mais nítido na camada entre 500-300 hPa na região sul do Brasil, abrangendo também Paraguai, leste da Argentina e Atlântico sul.

Para El Niño 3 (Figura 8), as correlações positivas são observadas em praticamente todo oceano Pacífico equatorial central, sobre a América do Sul e oceano Atlântico, com exceção da região do Pacífico sul central (nos níveis baixo, médio e alto). Correlações positivas também são observadas em alguns núcleos sobre o Atlântico sul (baixa e média camada), e Atlântico norte (alta camada).

Nas camadas baixa, média e alta (Figura 9) no gradiente meridional do Atlântico, observa-se que as correlações positivas de temperatura encontram-se sobre a Amazônia e NEB e correlações positivas na região SE e S do país, fato que reforça a afirmativa de que a variabilidade do Oceano Atlântico influencia na distribuição de chuva para a região Nordeste do Brasil, como mostrado em Moura e Shukla (1981) e Andreoli e Kayano, 2007.

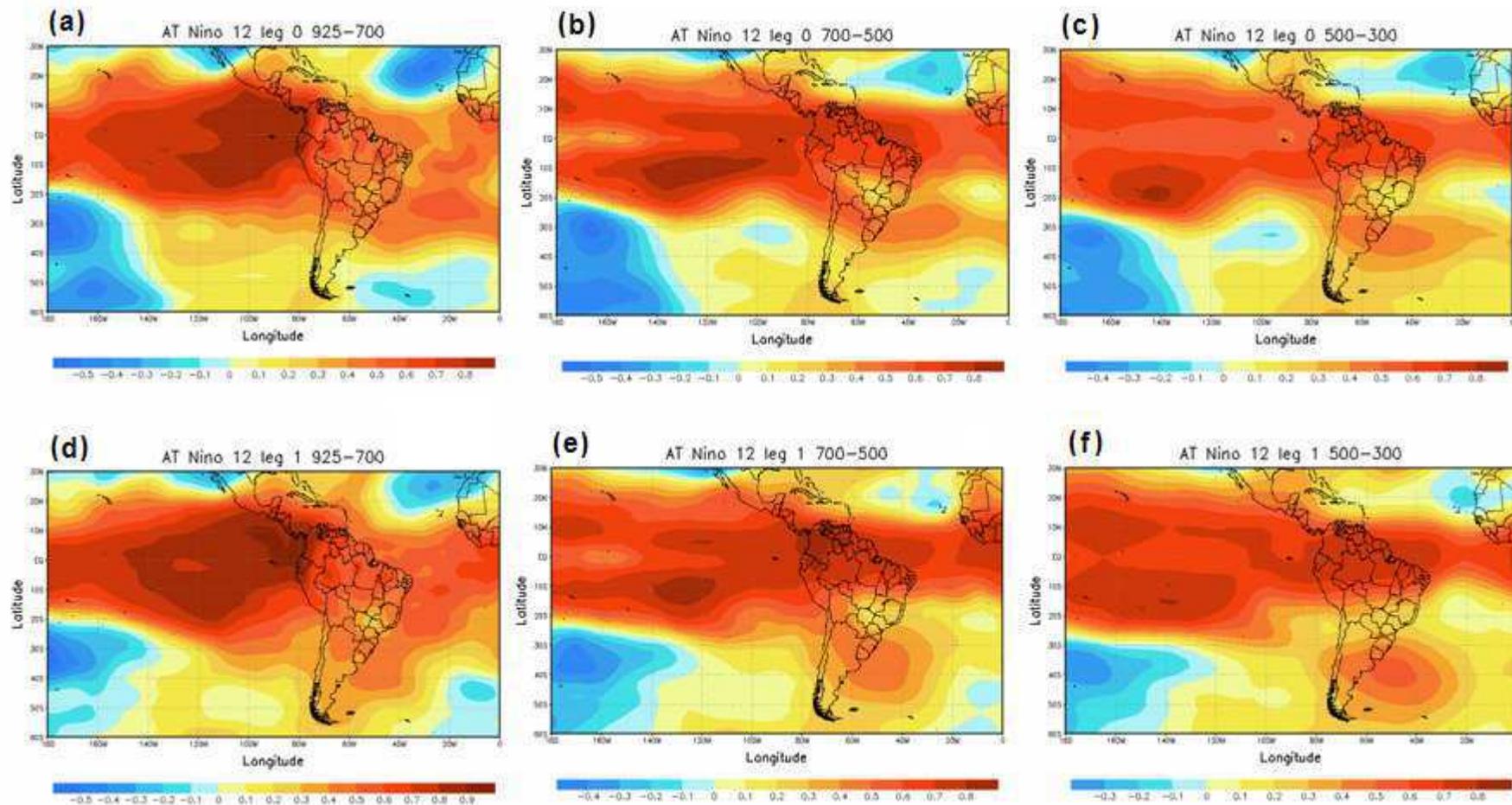


Figura 7: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

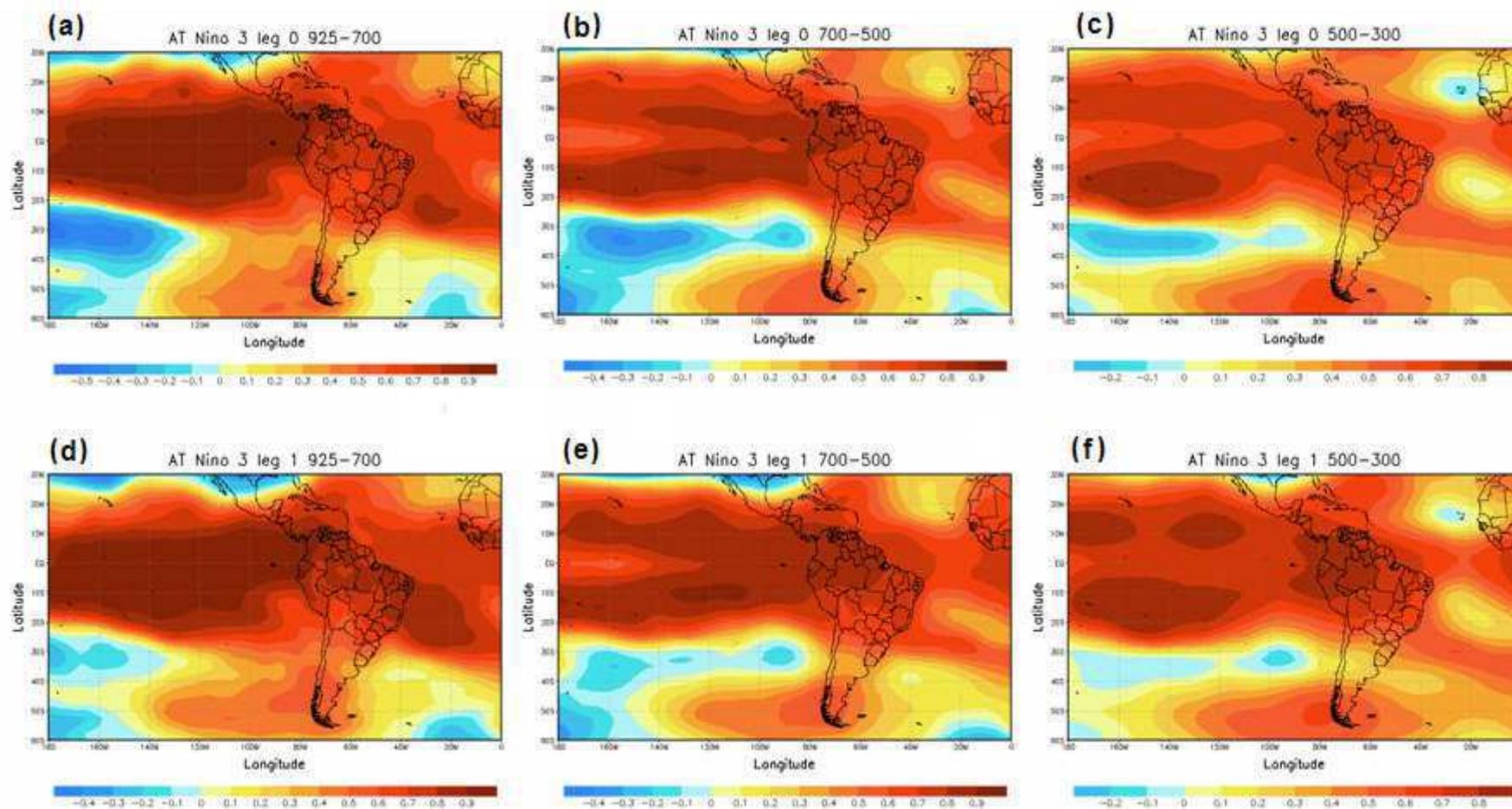


Figura 8: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

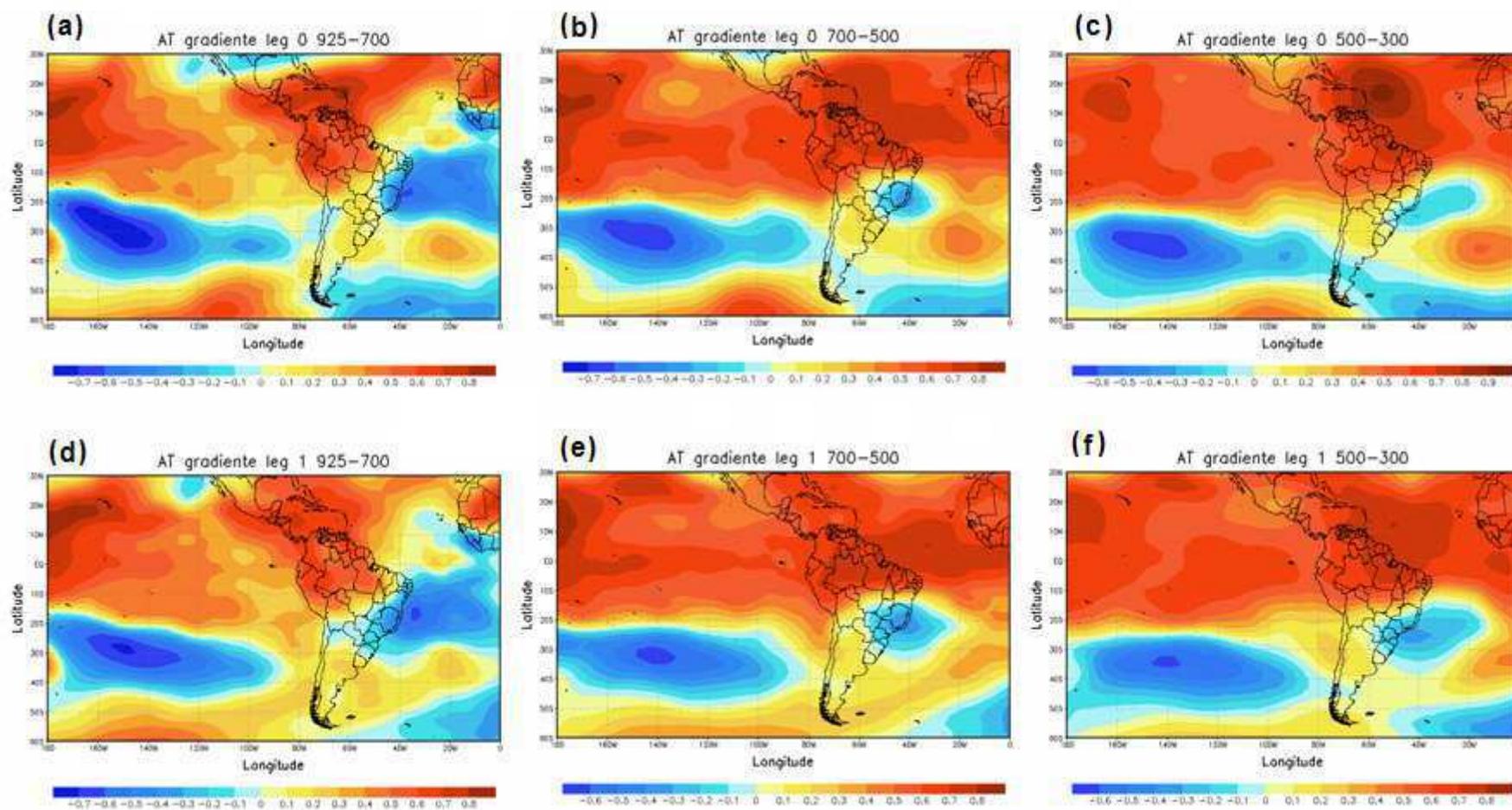


Figura 9: Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a temperatura: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

5.1.2 Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente e anomalia de umidade específica

Correlações de umidade específica são observadas em áreas do Pacífico equatorial nas latitudes entre 10°N e 20°S e nas longitudes entre 150°W e 80°W do Atlântico tropical tanto para o caso para Lag 0 quanto para Lag1. A tendência sugere que nos instantes de Lag 0 e Lag 1 os núcleos de correlação positiva é deslocado para oeste nos três níveis atmosféricos aqui estudados tanto pra El Niño 1+2 quanto para El Niño 3.

Entretanto, na camada baixa para El Niño 1+2 (Figura 10), a correlação positiva é predominante no Pacífico central-leste. Durante Lag 0 (Figura 10a), há correlação positiva na região sobre o sudeste do Brasil e norte da Argentina. Porém no instante seguinte, Lag 1 (Figura 10d), para esta mesma região a correlação positiva está restrita apenas a uma pequena porção localizada sobre área costeira do Atlântico sul.

Nas camadas média e alta para El Niño 1+2 (Figuras 10b, 10c, 10e, 10f), o padrão de correlações positivas significativas obedece a uma uniformidade e sua predominância encontra-se sobre Pacífico equatorial (centro-leste) e Pacífico tropical (sudeste). Na região do continente, nas regiões Norte e NEB, observam-se correlações negativas de umidade específica.

Para o El Niño 3 (Figura 11), as correlações positivas encontram-se no Pacífico equatorial e em quase todo o continente da AS com exceção do litoral norte e nordeste nas camadas baixa, média e alta, que por sua vez, apresentam correlações negativas.

Com as análises para o El Niño 3, nas camadas entre 700-500 (Figuras 11b, 11e), é possível notar que as áreas de correlação positiva concentram-se sobre o Pacífico tropical leste e oeste do continente, por sua vez, as correlações negativas são observadas no Pacífico norte e sul e na região norte da AS.

As análises pra o nível de 500-300 hPa (Figuras 10/11c, 10/11f) não são relevantes, pois nesta camada a presença de umidade é insignificante.

Nas camadas baixa, média e alta (Figura 12) para a ATSM do Gradiente Meridional com anomalia de q , observa-se que as correlações negativas encontram-se sobre o Atlântico tropical sul, sobre a Amazônia e NEB com exceção do estado da Bahia. Correlações positivas são observadas em toda a parte leste da AS abrangendo também a região SE e S do Brasil.

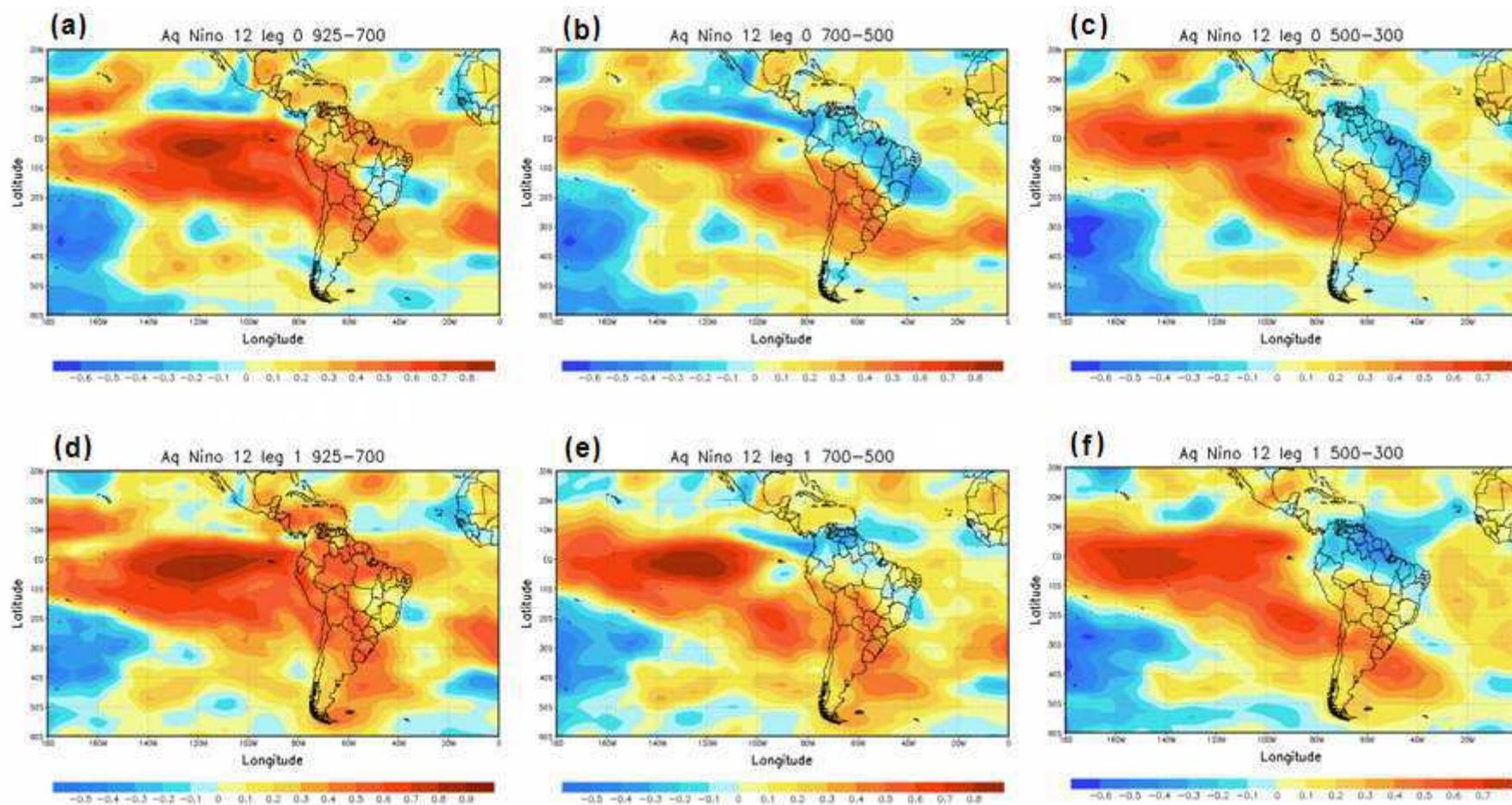


Figura 10: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

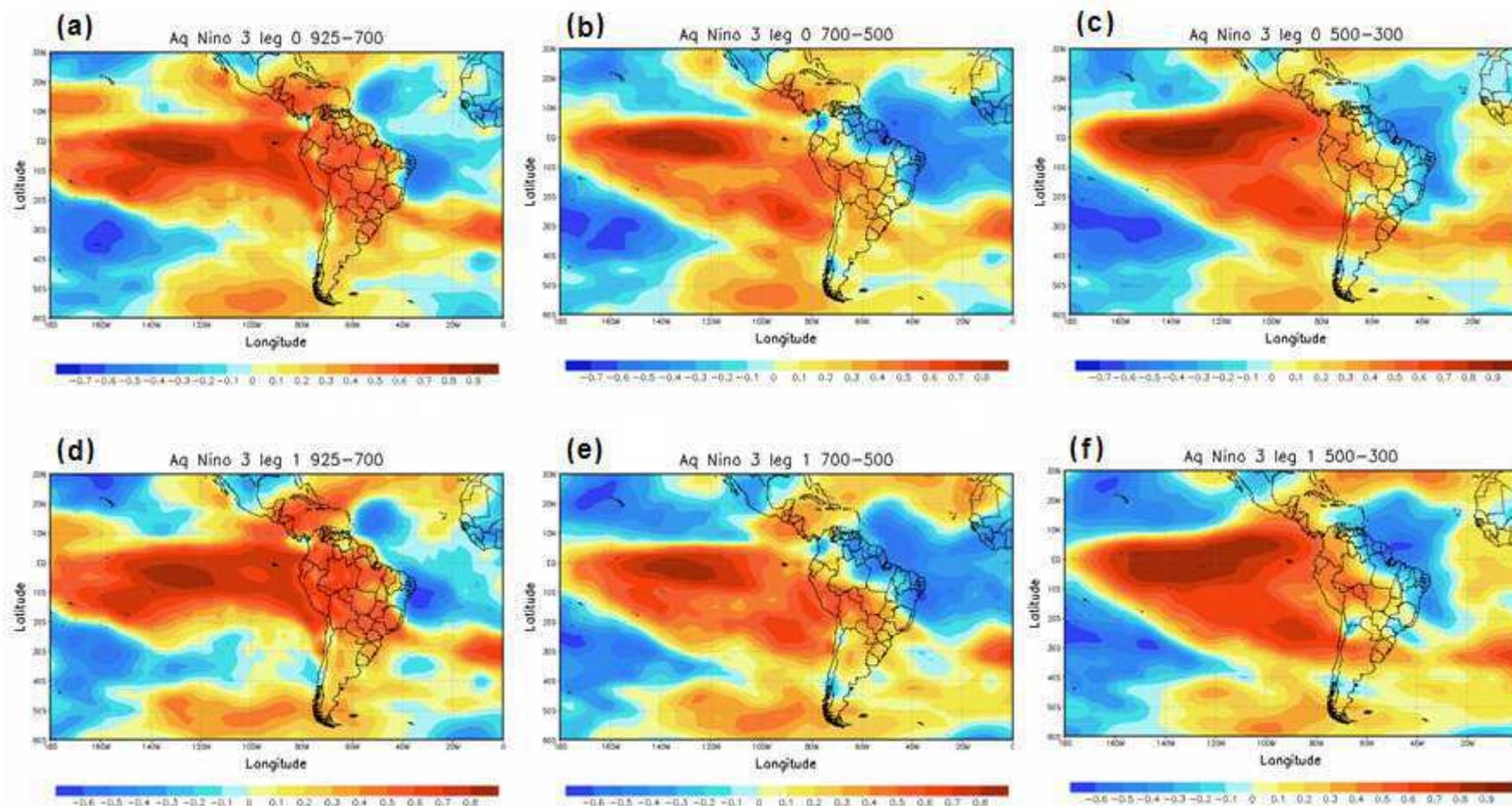


Figura 11: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

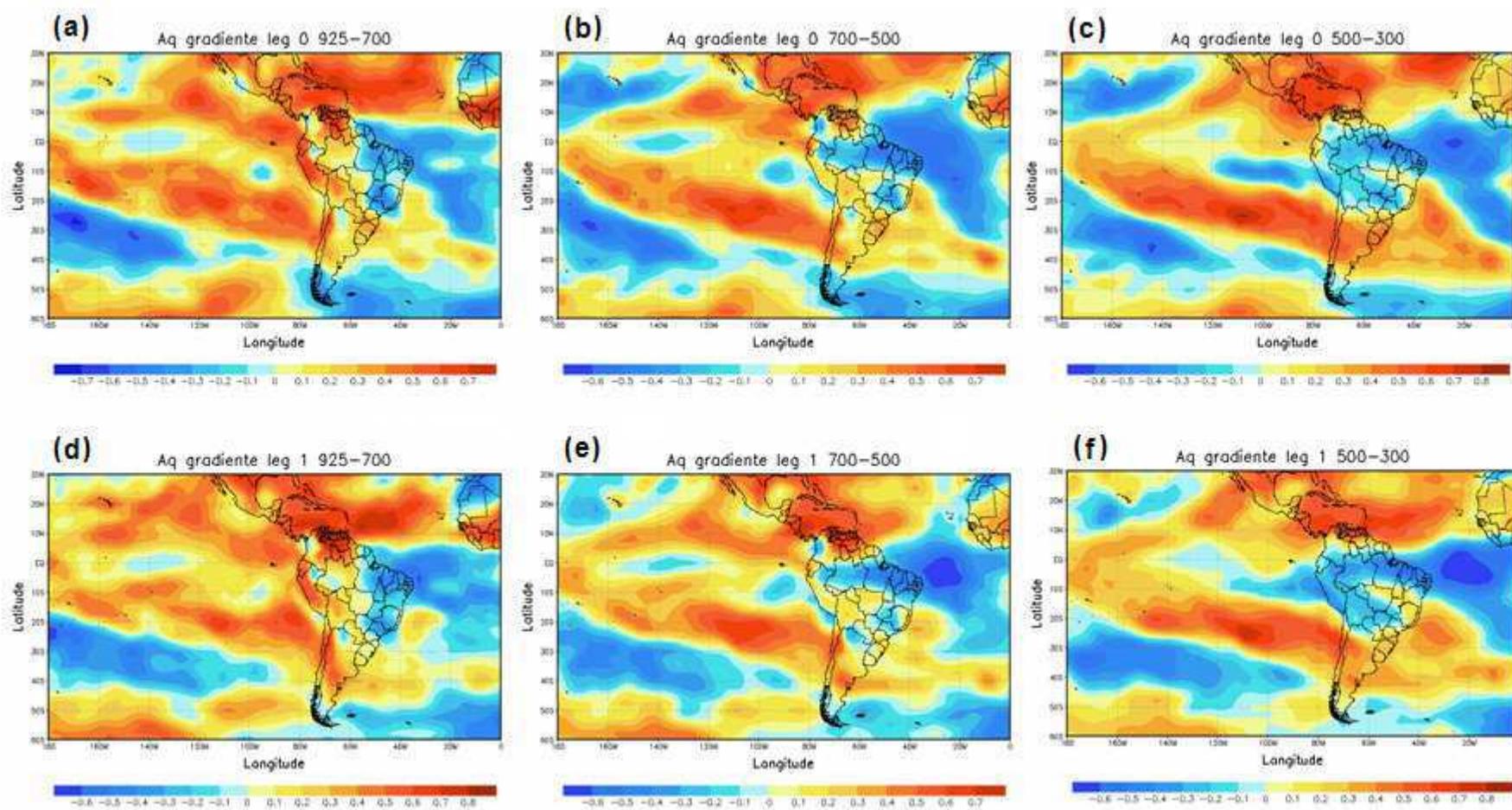


Figura 12: Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a umidade específica: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

5.1.2 Correlação entre ATSM nas áreas do El Niño 1+2, El Niño 3 e Gradiente e a divergência do vento

O padrão da correlação de ATSM e a divergência média do vento nos baixos níveis (925-700 hPa) indicou correlação negativa sobre o setor centro-leste Pacífico para o El Niño 1+2 (Figura 13a, 13d). Houve correlação positiva na região do Atlântico tropical e em praticamente em todo território brasileiro com exceção da região sul que apresentou correlação positiva. As mais notáveis correlações positivas, com valores acima de 0.6, ocorreram ao norte do continente sul-americano e ao leste do Pacífico.

Nas Figuras 13b e 13e, pode-se observar que no nível médio da camada (700-500 hPa), o setor centro-leste que antes predominava correlação negativa, desta vez apresenta uma faixa de correlação positiva à leste do Pacífico, nas demais regiões, houve correlação positiva nas áreas norte e nordeste do Brasil e suas vizinhanças ao norte do continente, assim como no Atlântico Norte e em alguns setores do Atlântico Sul.

No nível entre 500-300 hPa (Figuras 13c e 13f), a inversão mostra-se plena, na região centro-leste do Pacífico equatorial encontra-se correlação positiva assim como algumas regiões setoriais ocidental da Amazônia. No restante do país há a predominância de correlação negativa.

Um padrão similar foi observado para o El Niño 3 (Figura 14). Na camada entre 925-700 hPa, as correlações negativas atingiram valores de -0.8, valor este menor que a máxima do El Niño 1+2. Na camada média (Figuras 14b, 14e), correlações positivas e negativas são encontradas na área do Pacífico tropical leste e assim como na baixa camada.

As regiões do norte da AS e seu litoral adjacente, Amazônia, NEB e região Sul do Brasil e algumas regiões do Peru, Chile, Uruguai e Argentina estão sob área de correlação positiva. Nas outras áreas do continente apresentam correlações negativas.

Na camada alta (Figuras 14c e 14f), a área do Pacífico central-leste e áreas abrangendo Peru e Equador e países ao norte do continente da AS, apresentam correlação positiva. Sobre o restante do continente, incluindo algumas áreas da Amazônia e do NEB, há a presença de correlação negativa, com exceção do litoral nordestino.

Estas análises indicam a existência de movimento ascendente (descendente) nos baixos (altos) níveis da circulação de Walker favorecendo a formação dos grandes cumulonimbus sobre áreas do Pacífico centro-leste e Venezuela.

Para as análises de correlações entre ATSM do Atlântico com a divergência média do vento (Figura 15), nota-se que sobre as águas do Atlântico Norte há a predominância de correlação negativa, enquanto que no Atlântico Sul e na maior parte do Brasil a predominância de correlação positiva na camada baixa (Figuras 15a e 15d), por sua vez, a camada média (Figuras 15b e 15e) as áreas do Atlântico Norte e o litoral norte da AS apresentam correlações positivas assim como a parte central do continente. As correlações negativas são observadas sobre o Nordeste brasileiro, noroeste e sul da AS.

Na camada alta (Figuras 15c e 15f), o continente apresenta predominância de correlação positiva, no entanto, o Atlântico tropical e nos extremos norte e sul da AS apresentam correlação negativa.

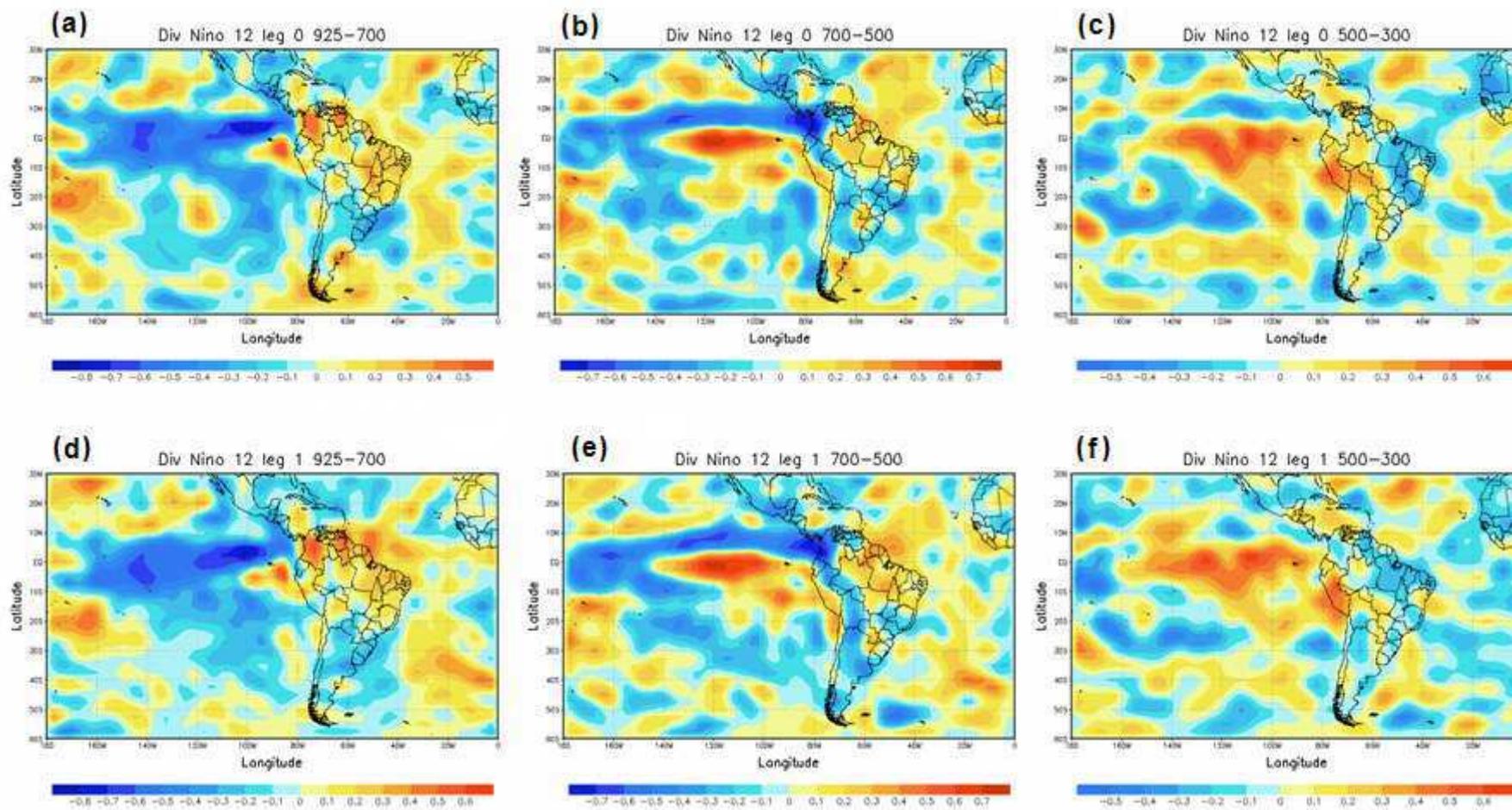


Figura 13: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 1+2 com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

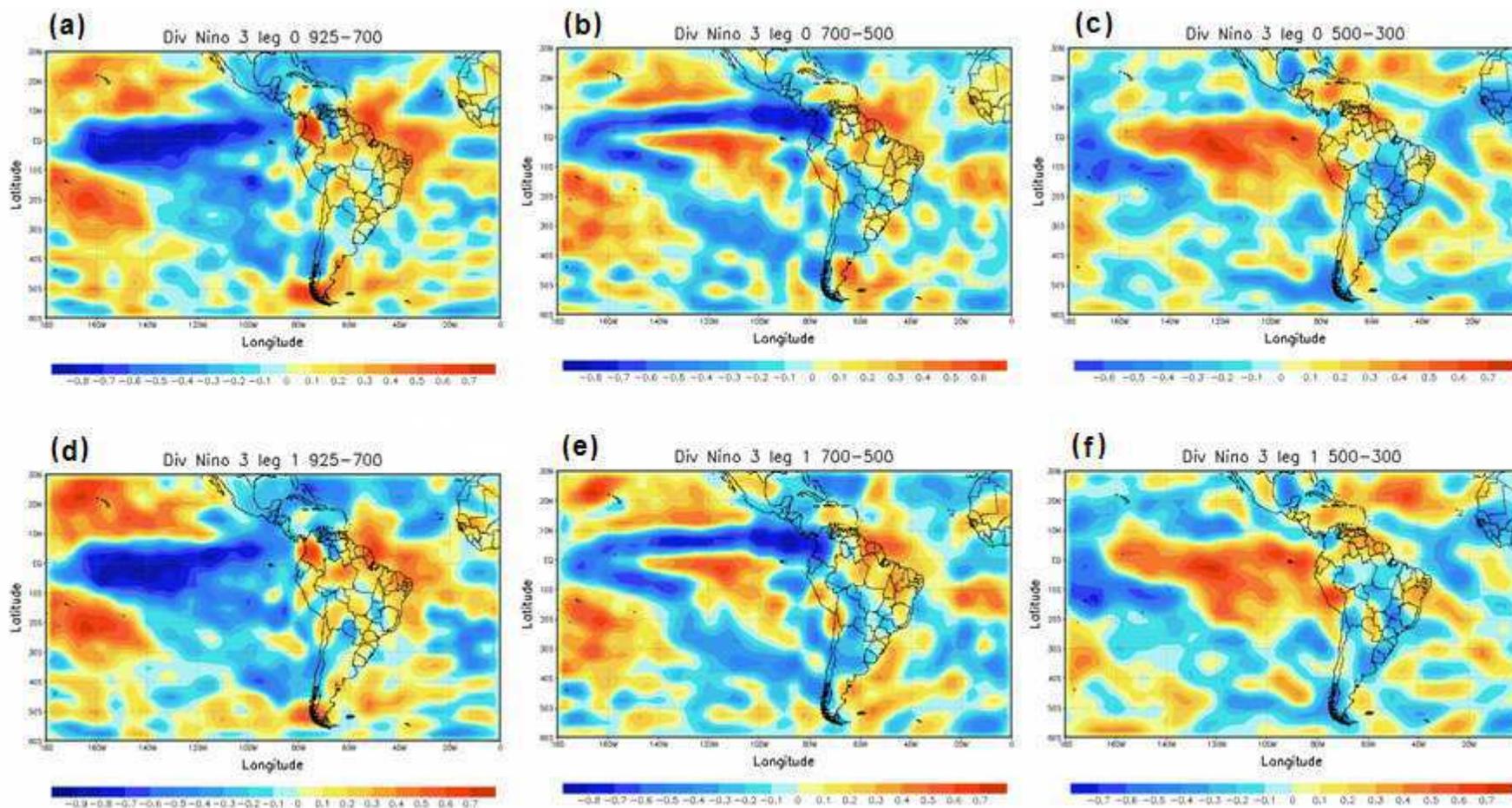


Figura 14: Correlações entre anomalias de TSM na área El Niño 3 com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

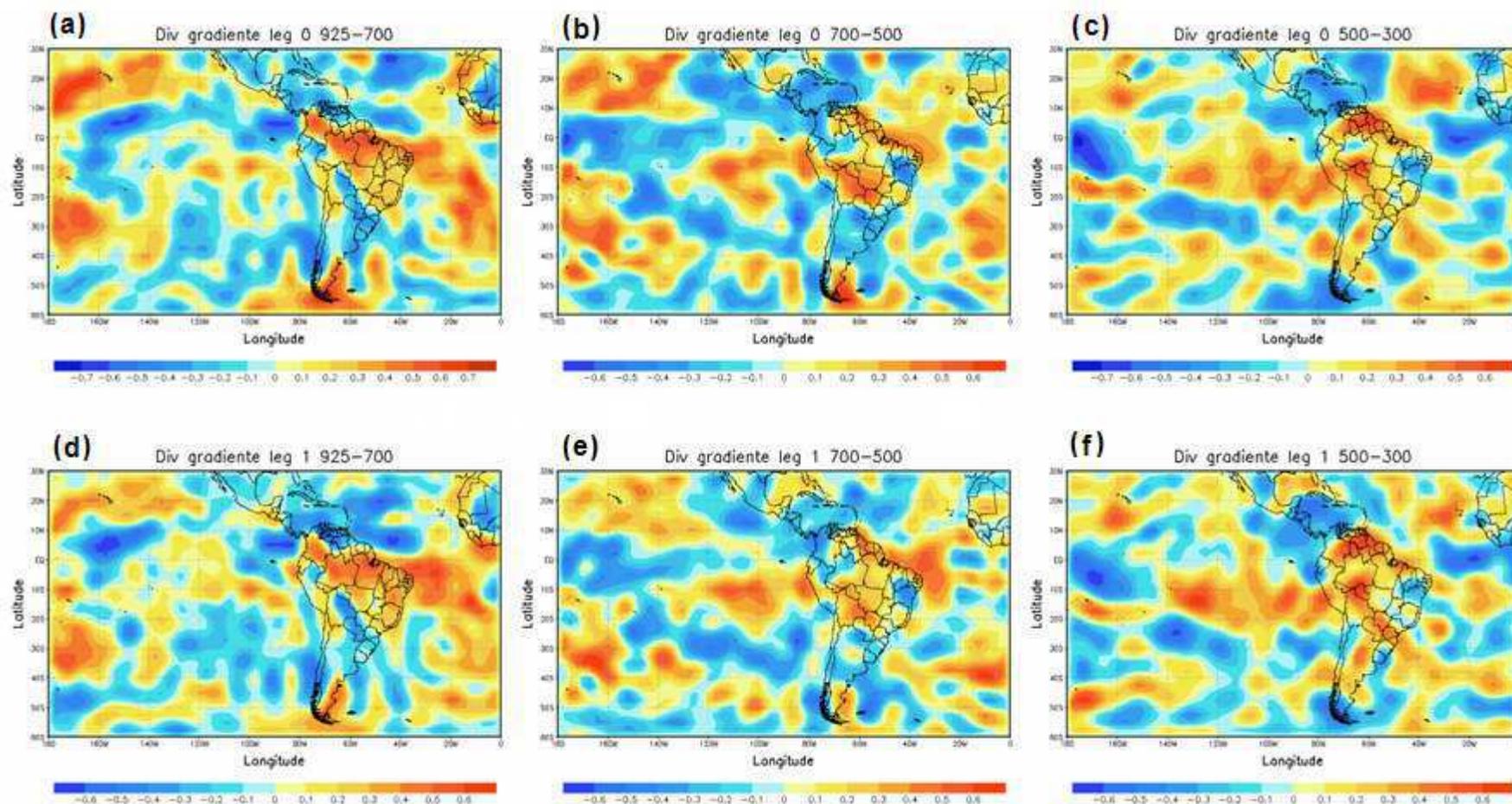


Figura 15: Correlações entre anomalias de TSM na área do Gradiente Meridional com a divergência: (a) Lag 0 entre 925-700 hPa; (b) Lag 0 entre 700-500 hPa; (c) Lag 0 entre 500-300 hPa; (d) Lag 1 entre 925-700 hPa; (e) Lag 1 entre 700-500 hPa e (f) Lag 1 entre 500-300 hPa.

Os padrões de correlações entre as anomalias para os casos de Lag 0 e Lag 1 demonstraram pouca variabilidade como podem ser observados pelas figuras mostradas acima. Segundo Beserra e Cavalcanti (2008), esta similaridade é devido aos eventos selecionados serem de grande intensidade e dificilmente este padrão se modificaria em um mês seguinte, uma vez que estes eventos se prolongam por meses.

No entanto, é possível destacar que, na região do El Niño 3 observa-se maiores valores de correlações tanto positivas quanto negativas na área de estudo, isto deve-se que a área em questão fornece mais certeza e clareza quanto a intensidade do evento com relação a áreas do El Niño 1+2.

As áreas de correlações positivas indicam que em anos de El Niño/Gradiente para Norte está diretamente relacionada com anomalias positivas da temperatura do ar (Figuras 7, 8, 10 e 11) e umidade específica (Figuras 9 e 12), ou seja, tais variáveis encontram-se acima da média climatológica. Consequentemente, em anos de La Niña/Gradiente para Sul as correlações positivas representam anomalias negativas para as variáveis de Tar e q resultando assim valores abaixo da média climatológica.

No caso da divergência média do vento (Figuras 13 e 14) correlações positivas em baixos níveis indicam que em anos de El Niño (La Niña) ou Gradiente para Norte (Sul) há divergência (convergência) de massa favorecendo movimentos descendentes (ascendentes), como dito anteriormente.

Situação contrária ocorre com as correlações negativas em baixos níveis. Para os anos de eventos de El Niño (La Niña) ou Gradiente direcionado para Norte (Sul), Tar e q

apresentam anomalias negativas (positivas) resultando na redução (aumento) em seus valores além da média climatológica. No campo da divergência, tais correlações negativas apontam convergência (divergência) para os eventos de El Niño (La Niña) ou Gradiente para Norte (Sul).

As avaliações das correlações entre as anomalias de TSM com as variáveis meteorológicas citadas acima são ilustradas através do quadro resumo abaixo que por sua vez concorda com Souza *et al.* (2005):

Correlações	ATSM ENSO/Gradiente	Anomalia de Tar / q / Div	Representação
POSITIVA ($r > 0$)	POSITIVA (El Niño / para Norte)	POSITIVA (mais quente / mais úmida / divergência)	
	NEGATIVA (La Niña / para Sul)	NEGATIVA (menos quente / menos úmida / convergência)	
NEGATIVA ($r < 0$)	POSITIVA (El Niño / para Norte)	NEGATIVA (menos quente / menos úmida / convergência)	
	NEGATIVA (La Niña / para Sul)	POSITIVA (mais quente / mais úmida / divergência)	

Quadro 1: Quadro-Resumo para análise das áreas positiva e negativa de correlação entre ATSM para ENOS/Gradiente Meridional com as variáveis meteorológicas.

5.2 ANÁLISES TERMODINÂMICA E DINÂMICA DA ATMOSFERA SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Dado a este caráter anômalo, pode-se notar que correlações negativas para as áreas de influência do El Niño 1+2 e 3, com anomalias negativas Tar e q foram observadas nos oceanos Pacífico sudoeste e Atlântico Sul. As correlações positivas encontram-se sobre uma ampla área do Pacífico tropical e sobre grande parte do continente nas três camadas selecionadas.

Nas mesmas localidades citadas acima também é identificada correlação negativa entre a ATSM e a divergência nas camadas entre 925-700 e 700-500 hPa, nas Figuras 13/14(a e d) e 13/14(b e c) respectivamente. No entanto, na camada entre 500-300 hPa a região é tomada por correlação positiva (Figuras 13/14(c e f)), confirmando o padrão típico de atuação de intensos episódios de El Niño e La Niña.

Este cenário evidencia que há um ramo ascendente sobre o Pacífico central-leste, indicando que os ventos alísios se desintensificaram beneficiando o deslocamento das águas quentes do Pacífico oeste para a região centro-oeste resultando na desintensificação da célula de Walker durante o El Niño, ocorrendo efeitos opostos em anos de La Niña (Bjerknes, 1969; Chervin e Druryan, 1984; Stone e Chervin, 1984).

Segundo Veiga *et al.*, (2002) a ZCIT é “atraída” por estas águas quentes do Pacífico central-leste trazendo chuvas para a região costeira do Peru e Equador durante a atuação do El Niño. As análises descritas neste trabalho reforçam esta literatura através da análise dinâmica nas três camadas propostas (Figura 14). A circulação de Walker mostra dois

ramos distintos (ascendência e descendência) e alternados sobre a área norte da AS indicando movimentos ascendentes sobre o litoral oeste da AS e sobre a Venezuela e subsidência sobre Norte e Nordeste do Brasil nos baixos níveis da atmosfera (Figuras 14a e 14 d).

Nas análises para o Gradiente Meridional, é possível notar que as áreas de correlações negativas entre ATSM e anomalia de temperatura do ar na camada entre 925-700 hPa (Figura 9a e 9d), estendem-se sobre o litoral nordestino e sobre uma porção do litoral do sudeste brasileiro. Nos altos níveis (Figuras 9c e 9f), é visível a predominância de anomalias positivas significativas sobre toda a área norte do continente sul-americano. Uma configuração similar é observada para a umidade específica na camada entre 925-700 hPa, no entanto, correlações negativas abrangeram-se para as áreas do litoral da Amazônia. No campo das correlações entre ATSM do Atlântico com a divergência, regiões da Amazônia, NEB e sudeste do Brasil, apresentaram correlação positiva.

Devido ao conjunto dos fatos descritos acima, deduz-se que as condições atmosféricas são desfavoráveis para o surgimento de atividades convectivas sobre a área da Amazônia e NEB quando o Gradiente está direcionado para o Norte. Cenário inverso ocorre quando o Gradiente é direcionado pra Sul.

Alguns estudos indicam influência da variabilidade do Oceano Atlântico sobre as precipitações da região do nordeste do Brasil. Tanto o El Niño quanto o gradiente inter-hemisférico de ATSM no Atlântico Tropical são fatores importantes que modulam a precipitação do NEB (Andreoli e Kayano, 2007).

Moura e Shukla (1981) mostraram que para alguns anos, os eventos de secas do NEB estão associados a um dipolo meridional de ATSMs no Atlântico Tropical. Eles sugeriram que as condições dinâmicas e termodinâmicas associadas ao dipolo meridional de ATSMs interferem sensivelmente na posição e intensidade da ZCIT que, por sua vez, influencia a precipitação no NEB. Este modo envolve variações de TSM em ambos os hemisférios, em escalas de tempo sazonal, interanual e decadal (Servain, 1991).

Andreoli e Kayano (2007) estudaram as relações entre as ATSMs dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e os campos anômalos de precipitação no NEB, considerando-se os efeitos combinados e isolados das ATSMs nestas bacias oceânicas durante a estação que antecede o período chuvoso no norte do NEB. Os autores concluíram que, enquanto as ocorrências simultâneas de EN e secas no NEB restringem-se a determinados eventos, a precipitação nessa região tem sido, por outro lado, fortemente relacionada às ATSMs no Atlântico Tropical.

6 CONCLUSÕES

A investigação do comportamento da circulação atmosférica durante intensos eventos de ENOS e Gradiente Meridional, a partir de análises de correlações de ATSM e anomalias da temperatura do ar, umidade específica e divergência do vento, pode-se concluir que:

- 1- As correlações das anomalias de TSM e anomalias das variáveis meteorológicas atingiram valores altos em torno de $\pm 0,7$;
- 2- Áreas com correlações positivas entre as anomalias positivas e negativas das variáveis meteorológicas, temperatura do ar (Tar) e umidade específica (q), e ATSM em anos de El Niño e/ou Gradiente direcionado pra Norte indicam que a camada atmosférica encontra-se mais aquecida, mais úmida, conseqüentemente, em anos de La Niña e/ou Gradiente direcionado para Sul tem-se que tal camada atmosférica esteja menos aquecida;

- 3- As áreas de correlações negativas entre anomalias de Tar e q com ATSM, em anos de El Niño e/ou Gradiente pra Norte a camada atmosférica encontra-se menos aquecida e menos úmida. Em anos de atuação da La Niña e/ou Gradiente para Sul, as anomalias das variáveis encontram-se positivas indicando que a camada atmosférica esteja mais aquecida e mais úmida;
- 4- Áreas de correlações positivas da divergência de massa com ATSM em baixos níveis associam-se a áreas de correlações negativas em altos níveis, sugere-se a existência de movimentos subsidentes inibindo assim a formação de nuvens. Em anos de El Niño e/ou Gradiente para Norte esse efeito é observado sobre o Norte e Nordeste do Brasil. Para anos de La Niña e/ou Gradiente para Sul esse efeito é contrário, indicando movimentos ascendentes do ar favorecendo a formação de nuvens convectivas e conseqüentemente a precipitação nessas regiões;
- 5- Para áreas de correlação negativa da divergência de massa com ATSM os padrões se invertem tendo-se convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. Esse efeito é destaque sobre o Pacífico na costa do Peru indicando alteração da célula de Walker em anos de El Niño. Em anos de La Niña esse efeito se inverte tendo-se divergência em baixos níveis e convergência em altos níveis acarretando em movimentos subsidentes inibindo formação de nuvens convectivas e precipitação nas áreas de correlação negativa;

6- As análises da correlação da divergência, temperatura do ar e umidade específica com ATSM do Pacífico reafirmam efeitos dinâmicos e termodinâmicos já investigados em outros trabalhos. Em anos de El Niño a atmosfera sobre a Amazônia e NEB fica mais quente, mais seca e com subsidência do ar (condição desfavorável a precipitação) e em anos de La Niña fica mais fria, mas úmida e com ascendência de ar (condição favorável a precipitação).

REFERÊNCIAS

ALVES, J. M. B.; REPELLI C. A.; MELLO, N. G. **A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes.**

Revista Brasileira de Meteorologia, 8, 22-30; 1993.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. **Multi-scale variability of sea surface temperature in the tropical Atlantic.** J. Geophys. Res., v.109, C05009, doi: 10.1029/2003JC002220, 2004.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil, Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.1, 63-74, 2007.

ARAGÃO, J. O. R. **Fatos sobre o fenômeno de El Niño e sua relação com as secas no Nordeste do Brasil.** Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia, 14(1), 1990, 2-8.

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

BESERRA, E.A.; CAVALCANTI, E.P. **Correlação entre anomalias de TSM e teor d'água na atmosfera sobre a América do Sul.** In.XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. São Paulo. Anais do XV CBMET, 2008.

BEZERRA, A. C. N. **Aspectos da Circulação Atmosférica de grande escala sobre o Norte e Nordeste do Brasil relacionados com a temperatura da superfície do mar.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Departamento de Ciências Atmosféricas, Campina Grande, 2006.

CARTON, X.A.; HUANG B. **Warm events in the tropical Atlantic.** Journal of Physical Oceanography, v. 24, n. 5, p. 888-903, May 1994.

CENTRO FRANCO-BRASILEIRO DE DOCUMENTAÇÃO TÉCNICA E CIENTÍFICA (CENDOTEC). In: **O Sistema da Corrente de Humboldt na pauta da comunidade científica**. França Flash 48, outubro – novembro, 2006. Disponível em < <http://www.cendotec.org.br/francaflashpartes/ff48-4Humboldt.pdf> >. Acesso em: 7 maio, 2008.

COSTA, P.N.F. **Verificação do modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/COLA: ciclo hidrológico e processos de superfície**. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos –SP, INPE, 1997

CHERVIN, R. M.; DRUYAN, L. M. **The influence of ocean surface temperature gradient and continentality on the Walker circulation. Part I: prescribed tropical changes**. Mon. Wea. Rev., 112, 1510-1523, 1984.

CHU, P. S. **Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil - tropical Atlantic sector**. J. Meteorol. Soc. Japan, 62, 363-370, 1984

DELECLUSE, P.; SERVAIN, J.; LEVY, C.; ARPE, K.; LODYC; BERGTSSON, L. **On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-1983 ENSO**. Tellus, v.46A, p. 448-464, 1994.

DIAZ, A.; STUDZINSKI, C. D. S. **Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis**. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMet, Belo Horizonte, 2, 42-45, 1994.

DUXBURY A.B., DUXBURY A.C., 1999; **Fundamentals of Oceanography**. 3rd ed.; McGraw-Hill; New York – USA

ENFIELD, D.B.; MAYER, D.A. **Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation**. J. Geophys. Res., v.102, n.C1, p.929-945, 1997.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M.; MAYER, D.A.; CID-SERRANO, L. **How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature?** J. Geophys. Res., v.104, n.C4, p.7841-7848, 1999.

FERREIRA, F. F.; ALVES, J. M. B. **Uma análise da evolução termodinâmica no Atlântico tropical em anos de contrastes climáticos**. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria-SC, v. 11, n. No 1, p. 129-140, 2003.

FOLLAND, C. K. **Climatic variability over the Atlantic basin. Fifth Conference on Climate Variations**, American Meteorological Society, Denver, Colorado, 1991.

GRIMM, A.M. **The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences**. Journal Climate, 16, 263–280, 2003.

GRIMM, A.M. **How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?** Climate Dynamics, 22, n. 2-3, 123-138, 2004.

GRIMM, A. M. ; NATORI, A. A. . **Mudanças climáticas e o impacto de episódios El niño/La Niña sobre a América do Sul**. . In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. v. em CD.

HASTENRATH, S; HELLER, L. **Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil**. Quart. J. R. Meteor. Soc., 110, 411-425, 1977

HASTENRATH, S. **Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic**. Mon. Wea. Rev., 112, 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S. **Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies**. J. Climate, 3, 893-904, 1990

HOUGHTON, R.W.; TOURRE Y.M. **Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic**. *J. Climate.*, v.5, n.7, p.765-771, 1992.

HUANG, B.; SHUKLA, J. **Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the Tropical Atlantic Ocean**. *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, n. 8, p. 1693-1712, Aug. 1997.

INGMANSON D.E.; WALLACE W.J. **Oceanography**. 5th ed.; Wadsworth Publishing Co.; Belmont CA – USA, 1995.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS/ CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMATICOS (INPE/CPTEC). EL NIÑO E LA NIÑA. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/enos>>. Acesso em abril 2007.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.; ZHU, Y.; CHELLIAH M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A. REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. **The NCEP–NCAR 40–Year Reanalysis Project**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.77, n3, p. 437–471. 1996.

KANE, R.P. **Prediction of droughts in north-east Brazil: role of ENSO and use of periodicities**. *Int. J. Climatol.*, v.17, p.655-665, 1997.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS W.; SAHA S.; WHITE G.; WOOLLEN J.; CHELLIAH M.; EBISUZAKI W.; KANAMITSU M.; KOUSKY V.; DOOL, H.V.D.; JENNE, R.; FIORINO M. **The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.82, n. 2, p. 247–267. 2001.

LUTGENS F.K., TARBUCK E.J., 1998; **The Atmosphere**. 7th ed.; Prentice-Hall Internat. Ltd; London – UK

MADL, P. **The El-Niño (ENSO) Phenomenon.** Environmental Physics / Lettner. VO 437-503, 2000.

MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. R. **Sea surface temperature related to rain in Ceará, northeastern Brazil.** Nature, 265, 320-325, 1977.

MENDONÇA, M. L. T. G. **Metodologia para determinação de metais em amostras de sedimento com a utilização de microondas com frasco fechado e análise estatística multivariada das concentrações das amostras de sedimento da Bacia de Campos.** Tese de Doutorado. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. P.32, 2006.

MO, K.C.; HAKKINEN, S. **Interannual variability in the tropical Atlantic and linkages to the Pacific.** J. Climate, v.14, n.12, p.2740-2762, 2001.

MOLION, L. C. B. **Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação.** Revista Brasileira de Meteorologia, 2, 107-117, 1987.

MOLION, L. C. B. **Amazonian rainfall and its variability. In: Hydrology and Water Management in the Humid Tropics,** Ed., p.p. 99-111, Cambridge University Press, Cambridge, 1993.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model.** Journal of the Atmospheric Sciences., 38, 2653-2675, 1981.

MUSK, L. **Weather Systems,** University Cambridge, 1988

NAMIAS, J. **Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil.** Tellus, 24, 336-342, 1972

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic basin.** Ph.D. Dissertation, University of Maryland at College Park, 151 pp, 1993

NOBRE, P.; SHUKLA, J. **Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America.** J. Climate, in press, 1996.

OKUMURA, Y. et al. **Tropical Atlantic variability and its influence on the NAO.** Geophysical Research Letter, Washington, v. 28, n. 8, p. 2185-2188, 2001.

PARKER, D. E; FOLLAND, C. K.; WARD, M. N. **Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa.** Nature, 310, 483-485, 1988.

RAO, V. B; LIMA, M. C; FRANCHITO, S. H. **Sesasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil.** J. of Climate, 6, 1754-1763, 1993.

REYNOLDS, R.W.; MARSICO, D.C. **Na improved real – time global sea surface temperature analysis.** Journal of climate, v.6, p. 114-119, 1992.

SARAVANAN, R.; CHANG, P. **Interaction between Tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation.** J. Climate, v.13, n.13, p. 2177-2194, 2000.

SEMARH – EL NIÑO E LA NIÑA. Disponível em <<http://www.semarh.al.gov.br/tempo%20e%20clima/tempo%20e%20clima/el-nino/El%20Nino%20e%20La%20nina%20JULHO2008.pdf>>. Acesso em janeiro 2007.

SERVAIN, J. **Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications.** Journal of Geophysical. Research., v. 96, n. C8 ,p. 15,137-15,146, 1991.

SERVAIN, J.; WAINER, I.; MCCREARY, J. P.; DESSIER A. **Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the Tropical Atlantic.** Geophysical Research Letters , v. 26, n. 4, p. 485-488, Feb. 1999.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. **ENOS impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation.** Atmósfera, 15, 105-120. 2002.

SOUZA, E. B. **Variabilidade Pluviométrica Intrasazonal sobre a Amazônia Oriental e Nordeste Brasileiro durante o outono austral: Mecanismos Atmosféricos de baixa e alta frequência.** 2003. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2003.

SOUZA, E.B.; KAYANO, M. T ; AMBRIZZI, T.. **Intraseasonal and Submonthly Variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the Autumn Rainy Season.** Theoretical And Applied Climatology, Austria, v. 81, p. 177-191, 2005.

STONE P. H., CHERVIN, R. M. **The influence of ocean surface temperature gradient and continentality on the Walker circulation. Part II: prescribed global changes.** Mon. Wea. Rev., 112, 1524-1534, 1984.

TRENBERTH, K.E. **The definition of El Niño.** Bulletin of the American Meteorological Society, v.78, n12, p.2771-2777, 1997.

TOURRE, Y. M.; RAJAGOPALAN B.; KUSHNIR Y. **Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years.** Journal of Climate, v. 12, n.15, p. 2285-2299, Aug. 1999

UVO, C.B. **Influence of Sea Surface Temperature on Rainfall and Runoff in Northeastern South America: Analysis and Modeling.** Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Lund, Sweden, Departamento de Engenharia de Recursos de Água, 1998.

VEIGA, J. A. P.; OLIVEIRA JUNIOR, J. F.; KUBOTA, P. Y. **A resposta atmosférica as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar: Uma análise observacional.** In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz do Iguaçu. Anais do XII CBMET, 2002.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações.** 1. ed. Viçosa: Imprensa Universitária, 1991. v. 5000. 487 p.

WALKER, G. T.. **Correlation in seasonal variations of weather. IX. A further study of world weather.** Memoirs of the Indian Meteorological Department 24(Part 9) 275–332, 1924.

WALKER, GT. **Ceará (Brazil) famines and the general air movement.** Beitrage zur Physik der freien Atmosphere, v.14, p.88-93, 1928.

WEARE, B. C. **Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures.** Quartely Journal of the Royal Meteorological Society. v. 103, n. 437, p. 467-478, July 1977.

ZEBIAK, S.E. **Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region.** Journal of Climate, v.6, n.8, p.1567-1586, Aug. 1993.