

DISSERTAÇÃO

VARIABILIDADE DO TEOR E DO TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA COM RELAÇÃO À TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Mestrando: Thiago Luiz do Vale Silva
Orientador: Enilson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande
Março de 2012

Thiago Luiz do Vale Silva

**VARIABILIDADE DO TEOR E DO TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA COM
RELAÇÃO À TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Subárea: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientador: Enilson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande

Março de 2012

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S586v Silva, Thiago Luiz do Vale.
Variabilidade do teor e do transporte de vapor d'água com relação à temperatura da superfície do mar / Thiago Luiz do Vale Silva. - Campina Grande, 2012.
78f.: il. col.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Orientador: Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti.
Referências.

1. Vapor D'Água. 2. Variabilidade Climática. 3. Nordeste Brasileiro. I. Título.

CDU 551.571 (043)

THIAGO LUIZ DO VALE SILVA

VARIABILIDADE DO TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA COM
RELAÇÃO À TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 30/03/2012

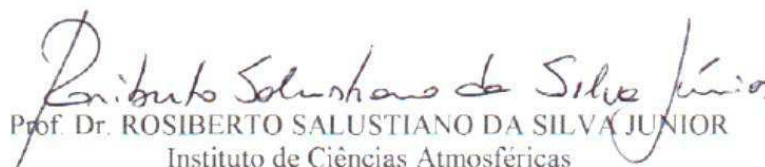
BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. JOSE IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JUNIOR
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas

Dedico, aos meus Pais, Avós e a Elis Guimarães.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus e aos espíritos que estão e estarão comigo por terem me dado toda a energia, capacidade, iluminação, proteção, ajuda e alegria.

Aos meus pais, Maria Cícera que é minha segunda mãe, Ivone do Vale e Luiz Carlos, que tanto incentivaram e acreditaram, dando todo o suporte necessário para que eu pudesse chegar a esta conquista.

A Elis Regina que tanto suportou os aperreios e abusos com paciência, carinho e amor, aos amigos Alexandra, Anailton, Francisco, Leandro, Lidiane, Raianny, Roberto Carlos, Valner e Vinicius pela companhia que me deram durante esses anos de mestrado e aos amigos e professores da UFAL e UFCG.

Ao Nelson, Orlando e Ronaldo que gentilmente cederam o apartamento e me deram apoio necessário para que eu pudesse terminar o curso. A toda turma do tênis de Maceió, Pernambuco e dos jogos de *internet*.

Ao meu orientador Dr. Enilson Palmeira pela disponibilidade e presteza para ajudar e orientar e confiar na minha capacidade.

Aos professores Rosiberto e Ricardo Amorim pela ajuda que sempre me dão quando necessito.

Ao professor Manoel Toledo (*in memoriam*) pelo incentivo dado no início da jornada em meteorologia.

E ainda, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo fornecimento da bolsa auxílio, dando condições para a realização deste projeto.

“Não espere a solução cair do céu sem seu esforço”.

Jesus Cristo

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Diagrama dos componentes do sistema de modelagem WRF-ARW. Fonte: NCAR/UCAR 2011.	12
Figura 2	– Esquema gráfico do módulo WPS (Pré-processamento). Fonte: NCAR/UCAR 2011.	13
Figura 3	– Explicação gráfica da coordenada η . Fonte: NCAR/UCAR 2011.	14
Figura 4	– Domínio da área de estudo em grande escala, com enfoque nas áreas de Niño 3 e ATS.	20
Figura 5	– Área de estudo das anomalias trimestrais focadas na América do Sul.	21
Figura 6	– Área de estudo em mesoescala.	22
Figura 7	– Climatologia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) entre 1973 a 1992.	27
Figura 8	– Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada da superfície e 700 hPa.	29
Figura 9	– Climatologia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa.	31
Figura 10	– Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada de 500 hPa a 300 hPa	33
Figura 11	– Anomalia da temperatura da superfície do mar no período de 1973 a 1974.	34
Figura 12	– Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da superfície a 700 hPa, no período de 1973 a 1974.	36
Figura 13	– Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa, no período de 1973 a 1974.	38
Figura 14	– Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 500 a 300 hPa, no período de 1973 a 1974.	40
Figura 15	– Anomalia da temperatura da superfície do mar no período de setembro 1991 a agosto 1992.	41
Figura 16	– Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de superfície a 700 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.	43
Figura 17	– Anomalia do teor e transporte de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.	45

Figura 18	– Anomalia do teor e transporte de vapor d'água na camada de 500 a 300 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.	47
Figura 19	– Anomalia de TSM para o trimestre de dezembro, janeiro e fevereiro nos anos de: (a) 1973 e (b) 1992.	48
Figura 20	– Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, da superfície a 700 hPa, na América do sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.	49
Figura 21	– Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, de 700 hPa a 500 hPa, na América do sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.	50
Figura 22	– Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, de 500 hPa a 300 hPa, na América do sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.	51
Figura 23	– Anomalia de TSM para o trimestre de março a maio nos anos de: (a) 1973 e (b) 1992.	52
Figura 24	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de março a maio de 1973(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.	53
Figura 25	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de março a maio de 1974(a) e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.	54
Figura 26	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de março a maio de 1973(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.	55
Figura 27	– Anomalias de TSM para o período de junho a agosto de 1973(a) e 1992(b).	55
Figura 28	– Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de superfície a 700hPa.	56
Figura 29	– Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.	57
Figura 30	– Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.	58
Figura 31	– Anomalias de TSM para o período de setembro a outubro de 1973(a) e 1991(b).	58
Figura 32	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de setembro a novembro de 1974(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.	59

Figura 33	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d’água, para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.....	60
Figura 34	– Anomalias de teor e do transporte de vapor d’água, para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.....	61
Figura 35	– Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de dezembro.....	64
Figura 36	– Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de março.....	66
Figura 37	– Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de junho.....	68

LISTA DE SIMBOLOS E SIGLAS

AFWA	–	Air Force Weather Agency
ARW	–	Advanced Research in WRF
ATS	–	Atlântico Tropical Sul
CAPE	–	Energia Potencial Convectiva Disponível
CNMA	–	Centro Nacional de Monitoramento da Aeronáutica
CONUS	–	Continental United State (domínio)
CP	–	Parametrizações de cumulus
CPC	–	Climate Prediction Center
ECA	–	Evaporação do Tanque classe A
ENAF	–	El Niño com Atlântico Tropical Frio
ENOS	–	El Niños de Oscilação Sul
EUA	–	Estados Unidos da América
FAA	–	Federal Aviation Administration
FSL	–	Forecast System Laboratory
INMET	–	Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	–	Índice de Oscilação Sul
LNAQ	–	La Niña com Atlântico Tropical Quente
LSM	–	Parametrizações de superfície do solo
LW	–	Parametrizações de onda longa
MP	–	Parametrizações de microfísica
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Center for Environmental Prediction
NCL	–	Nível de Condensação por Levantamento
NE	–	Nível de Equilíbrio
NEB	–	Nordeste Brasileiro
NMM	–	Modelo de mesoescala não hidrostático
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	–	Naval Research Laboratory
PBL	–	Parametrizações de camada limite planetária
SL	–	Parametrizações de camada superficial
SW	–	Parametrizações de ondas curtas

TrVA	–	Transporte de vapor d'água
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
TVA	–	Teor de vapor d'água
UR	–	Umidade Relativa
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VPA	–	Vapor d'água
WAFSOPSG	–	Centro Mundial de Monitoramento de Área
WPS	–	WRF Preprocessing System
WRF	–	Weather Research and Forecast Model
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCOU	–	Zona de Convergência de Umidade
ZCPS	–	Zona de Convergência do Pacífico Sul
\vec{Q}_{camada}	–	Transporte de vapor d'água na camada
R_d	–	Constante do Gás para o ar seco
\vec{V}	–	Vetor vento multiplicado por μ
W_{camada}	–	Teor de Vapor d'água na camada
d	–	Variável para o ar seco
m	–	Variável para condição de mistura
p_0	–	Pressão inicial
p_0	–	Pressão na base da camada
p_h	–	Pressão Hidrostática
p_{hs}	–	Pressão Hidrostática na superfície
p_{ht}	–	Pressão Hidrostática no topo de uma camada
p_i	–	Pressão no topo da camada
\vec{v}	–	Vetor vento
θ_{ep}	–	Temperatura potencial equivalente da parcela
θ_{esa}	–	Temperatura potencial equivalente de saturação do ambiente
$\frac{\partial}{\partial t}$	–	Tendência
$\nabla \cdot$	–	Laplaciano
α	–	Inverso da densidade
U	–	Componente u do vento multiplicado por μ

V	–	Componente v do vento multiplicado por μ
W	–	Componente w do vento multiplicado por μ
Z	–	Altura (m)
dp	–	Variação de pressão
g	–	Aceleração da gravidade
p	–	Pressão
q	–	Umidade Específica
x	–	Eixo x
y	–	Eixo y
θ	–	Temperatura Potencial multiplicada por μ
Φ	–	Altura geopotencial
γ	–	Capacidade de calor para o ar seco
η	–	Coordenada ETA
θ	–	Temperatura Potencial
μ	–	Diferença entre o valor da pressão ao longo da superfície e do topo da camada
ρ	–	Densidade
ω	–	Velocidade vertical em coordenada de pressão

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar o teor (TVA) e o transporte (TrVA) do vapor d'água nas camadas de baixos (superfície a 700hPa), médios (700hPa a 500hPa) e altos (500hPa a 300hPa) níveis troposféricos, com relação à variabilidade da temperatura da superfície do mar, nas áreas do Niño 3 no Pacífico juntamente com o Atlântico Tropical sul conjuntamente. O estudo compreendeu a análise anual de eventos em que, simultaneamente, ocorreu La Niña com a temperatura do Atlântico Tropical sul (ATS) quente (LNAQ), e El Niño com a temperatura do ATS frio (ENAF). Os dados analisados foram coletados do site do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) do projeto de *reanalysis*. Foram simulados com o auxílio do sistema de modelagem em mesoescala *Weather Research and Forecast* (WRF), interferência das variabilidades oceânicas para anos de ENAF e LNAQ, o índice de instabilidade *Convective Available Potential Energy* (CAPE), o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) a temperatura potencial (θ) e a umidade relativa (UR). Os resultados obtidos mostraram que as anomalias de TSM do ATS influenciam diretamente no TVA em baixos níveis, tanto no LNAQ quanto no ENAF. Nos médios e altos níveis, o principal fator para a variabilidade de teor e transporte de vapor d'água se deu pela TSM do Pacífico, em que se observaram padrões de anomalias de TrVA, principalmente em médios níveis. Para o nordeste brasileiro, verificou-se que, para a região central do nordeste o principal mecanismo de variabilidade se dá pelos ENOS, enquanto que nas regiões litorâneas se dá pela TSM do Atlântico.

Palavras-Chave: Vapor d'água, variabilidade climática, Nordeste Brasileiro.

ABSTRACT

The present study aims to analyze water vapor content (TVA) and transport (TrVA) in lower (700 hPa), middle (700 to 500 hPa) and upper levels (500 to 300 hPa), in respect to the sea surface temperature variability of the Pacific and Atlantic oceans. The study consisted of the annual analysis of events in which there was simultaneously a La Niña episode and a warm (LNAQ) tropical South Atlantic (ATS), and an El Niño episode and a cold (ENAF) ATS. The data analyzed in the study were collected from NCEP's (National Center for Environmental Prediction) reanalysis project website. With the aid of the Weather Research and Forecast (WRF) mesoscale modeling system, the following items were evaluated: the interference of oceanic variability for the ENAF and LNAQ years; Convective Available Potential Energy (CAPE); Lifting Condensation Level (LCL); potential temperature (θ) and relative humidity (UR). The results showed that ATS SST anomalies had a direct influence on lower-level TVA, in both the LNAQ and ENAF years. In middle and upper levels, the main cause of water vapor content and transport variability was the Pacific SST, where TrVA anomaly patterns were identified, especially in mid-levels. It was observed that, for the central part of Northeast Brazil, the main variability mechanism is the ENSO, while for the coastal regions, it is the Atlantic SST.

Key-words: Water Vapor, Climate Variability, Brazilian Northeast.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	2
2.1. INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA.....	2
2.1.1. Interface oceano-atmosfera.....	2
2.1.2. Oceano Pacífico	3
2.1.3. Oceano Atlântico.....	6
2.2. TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA.....	8
2.3. O MODELO WRF.....	11
2.3.1. Pré-processamento	12
2.3.2. Processamento.....	13
2.3.2.1. Coordenadas verticais.....	13
2.3.2.2. Equações dos fluxos	15
2.3.2.3. Inclusão de umidade	15
2.3.2.4. Parametrizações.....	16
2.3.2.5. Utilização.....	17
3. MATERIAIS E MÉTODOS	19
3.1. ÁREA GEOGRÁFICA DE ESTUDO	19
3.1.1 Grande Escala.....	19
3.1.2. América do Sul.....	20
3.1.3. Nordeste Brasileiro.....	21
3.2. PERÍODO DE ESTUDO	22
3.2.1. Período de estudo em grande escala e América do Sul.....	22
3.2.2. Período de estudo para o Nordeste Brasileiro.....	23
3.3. FERRAMENTAS UTILIZADAS	23
3.3.1. Dados de reanálise.....	23
3.3.2. Análise climática de TSM.....	23
3.3.2. Análise climática de Coluna de vapor d'água.....	24
3.3.3. Análise climática de Transporte de vapor d'água	24
3.3.4. Análise climática das variáveis termodinâmicas do NEB	25
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	26
4.1. CLIMATOLOGIA DE TSM, TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA.....	26

4.2. ANOMALIA EM ANO DE LA NINA E ATS QUENTE	34
4.3. ANOMALIA EM ANO DE EL NINO E ATS FRIO	41
4.4. ANOMALIAS TRIMESTRAIS	48
4.4.1. Dezembro – janeiro – fevereiro	48
4.4.2. Março – abril – maio	52
4.4.3. Junho – julho – agosto.....	55
4.4.4. Setembro – outubro – novembro	58
4.5. ANÁLISE DOS MESES MAIS CHUVOSOS.....	62
4.5.1. Dezembro	62
4.5.2. Março	64
4.5.3. Junho	66
5. CONCLUSÕES.....	69
6. REFERÊNCIAS.....	71

1. INTRODUÇÃO

A interação oceano – atmosfera é o que determina o clima do globo, principalmente nas regiões temperadas e tropicais, e uma das variáveis meteorológicas que mais tem ligação direta com a interação é o vapor d'água atmosférico. Estes têm propriedades específicas que engloba outras variáveis meteorológicas tanto dinâmicas quanto termodinâmicas. O mecanismo de realimentação da atmosfera é liderado por esta variável, portanto é de suma importância o estudo das interações do oceano com a atmosfera visando analisar o comportamento do vapor d'água atmosférico.

As questões climáticas estão á tona nestas últimas décadas é a consciência que obtém ao observar desastres por fenômenos naturais em toda parte do globo. Não existem áreas onde estejam sobre isenção com as questões ambientais principalmente com o clima da Terra. Por isso, estudos têm sido realizados para verificar, analisar e prever tais adversidades, causadas pelos fenômenos naturais para que sejam mitigados evitando-se mortes por consequências diretas ou indiretas dos eventos extremos.

Os eventos extremos no Brasil em sua maior parte são derivados das precipitações intensas, como os deslizamentos de terra e enchentes. O conjunto de fatores dinâmicos e termodinâmicos que atuam no Brasil tem correlações diretas com as variabilidades oceânicas, com o teor disponível de vapor d'água atmosférico e a convergência horizontal de umidade, tais fatores são os ingredientes necessários para a formação de sistemas convectivos que provocam chuvas intensas. Estudar os padrões de variabilidade dos elementos meteorológicos que interferem nos regimes pluviométricos, com isso prevendo adversidades, é de suma importância para os planejamentos estaduais nas questões de vigilância de desastres, monitoramento climático e na economia. Portanto, se faz necessário o conhecimento do teor e do vapor d'água em camadas da atmosfera para a previsão, preparação e mitigação de possíveis desastres naturais.

Neste sentido, este trabalho tem como objetivos: 1) Analisar as variações do teor e do transporte de vapor d'água na atmosfera no NEB devido à variabilidade de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Sul com a finalidade de se observar padrões e/ou variações significativas do vapor d'água sobre a região; 2) Identificar uma dinâmica de interação entre a grande escala e a mesoescala, a fim de verificar influências de variáveis dinâmicas e termodinâmicas que sejam funções do vapor d'água troposférico na Região Nordeste do Brasil.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O clima global, bem como os climas regionais, depende de fatores de interações com diversos sistemas no planeta, tais como relação animais – solo – planta – atmosfera – atmosfera (Antrópica) e oceano – atmosfera. É sabido que existem co-relações diretas com a realimentação dos oceanos no clima global, como nos trabalhos realizados por Hastenrath, 1966; Peixoto e Oort, 1996; Brown e Zhang, 1997; Manabe e Stouffer, 2007; que relacionam as condições de TSM com a variabilidade de variáveis significativas estatisticamente no clima do local, como o teor de vapor d'água, que por sua vez terá um impacto em variáveis dinâmicas e termodinâmicas dependentes da umidade atmosférica, tais como o CAPE, NCL, temperatura potencial, umidade relativa e outros. (RODRIGUES e FARIAS FILHO, 2008; HOLLOWAY E NEELIN, 2008). Portanto, segue uma revisão bibliográfica sobre a interação entre oceano-atmosfera e sua interação com o clima global e regional.

2.1. INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA

2.1.1. Interface oceano-atmosfera

Segundo Siedler et al. (2001), a terra é coberta por 74% de água, inclusive 6% de cobertura de gelo. No total, aproximadamente 80% da superfície terrestre são cobertas por ambas, águas líquidas (oceano, lagos, rios, umidade da vegetação) ou água sólida (neve, gelo e gelo do mar). Portanto, a absorção de energia solar, o qual conduz o sistema climático, pela evaporação da água da superfície terrestre é dominada pelos oceanos. Em acréscimo, as médias globais das trocas de calor, exemplo dos calores sensível e latente e o balanço do fluxo de radiação são predominantemente resultados da interação oceano-atmosfera. Para uma melhor comparação a capacidade de calor de apenas três metros de profundidade dos oceanos corresponde a toda a coluna da atmosfera acima dela, considerando a mesma temperatura. Assim, embora as correntes oceânicas horizontais sejam muito menores, a variabilidade climática ainda seria em grande extensão um extenso fenômeno correlacionado com os oceanos (SIEDLER, et al. 2001).

Do mesmo modo que os oceanos conduzem o sistema climático da Terra, a atmosfera por sua vez alimenta os processos dinâmicos dos oceanos. Os recursos externos de fonte e sumidouro de energia são os raios solares, evaporação, emissão de raios infravermelhos pelos oceanos, e calor sensível pelos ventos quentes ou frios; os ventos conduzem a circulação

superficial à escala de quilômetros de profundidade; ventos e mistura das marés guiam as correntes profundas dos oceanos; por causa das relações entre oceano-atmosfera, pode-se considerar que estes formam um sistema dinâmico acoplado em que ambos dependem um do outro. (STEWART, 2005)

O aquecimento radiativo é o fator dominante na variabilidade da TSM. A incidência dos raios solares é muito maior sobre os trópicos do que nas regiões polares o que gera um forte gradiente térmico norte-sul, com isso existe trocas de calor em médias latitudes. Além disso, os ventos nas costas oeste dos continentes são responsáveis pelo esfriamento das águas equatoriais (ressurgência), como na costa do Chile e da Califórnia e na costa oeste dos continentes de mesmas latitudes, aumentando a quantidade de nuvens estratiformes que se desenvolvem no topo da camada limite destas regiões. Estes padrões na interação oceano-atmosfera é o que rege as condições climáticas em todo o globo e por sua vez dominam as variabilidades climáticas em todas as regiões do planeta (WALLACE e HOBBS, 2006).

Além da interação em escala global existem mecanismos em escalas menores, como é o caso das brisas marinhas. As brisas são sistemas de circulação atmosférica que são ocasionadas pelos diferenciais de temperatura da superfície do mar e ou lagos, e da superfície terrestre. Ao lado das forçantes das brisas e da circulação geral da atmosfera são idênticas, ambas partindo do diferencial térmico. Durante o dia, a pequena condutividade térmica do continente faz com que esquite mais rapidamente que o oceano, isso faz com que haja convecção na superfície terrestre e subsidência no oceano, fazendo com que os ventos sigam a direção mar-terra, a noite ocorre ao contrário, ocasionando ventos terra-mar (LIN, 2007).

Devido aos padrões oceânicos existentes, tanto em termos de gradientes quanto de circulação, os padrões atmosféricos passam a ter características similares nas variáveis meteorológicas. O vapor d'água troposférico tem um papel fundamental no elo entre o oceano e a atmosfera. Segundo Sherwood et al. (2010a, 2010b) o vapor d'água ditam a climatologia e variabilidade climática, por ser o principal elemento de formação de nuvens, com isso, influenciando no balanço de energia atmosférico pela trocas de radiação e pela precipitação, além de controlar o clima global com isso, tem-se a importância de averiguar as influências dos oceanos nas questões de variabilidade de TVA e TrVA.

2.1.2. Oceano Pacífico

Walker (1923) foi um dos pioneiros nas investigações entre a interação dos oceanos e a circulação geral da atmosfera. O autor sugeriu que o Sol seria o principal elemento para os

fenômenos meteorológicos, tendo a temperatura como o elemento responsável pela variabilidade em outras variáveis meteorológicas como vento, precipitação, umidade e pressão em escala global. No entanto, os resultados obtidos mostraram correlações distintas em determinadas localidades, como na Indonésia, Oceania e Ásia. Walker (1923) sugeriu a importância dos oceanos Pacífico e Índico em funções abrangente no clima do que imaginavam os estudiosos da época. Segundo Walker (1923) as correlações não esperadas dizem-se respeito aos campos de pressão e precipitação, os quais em determinadas localidades se viam com sinais contrários e maiores intensidades tanto no inverno como verão.

Walker e Bliss (1932; 1937), encontraram variações na média mensal de temperatura dos Oceanos. Em seus trabalhos deram importância a estas variações tanto do Atlântico Norte quanto no Pacífico. Definindo trimestres para cada ocorrência destas, além de correlacioná-las com pressão, temperatura e precipitação. Verificou-se que as anomalias no Pacífico estão presentes o ano todo (inverno, primavera, outono e verão), em que estão fortemente correlacionadas com temperatura, pressão e precipitação em todo globo Terrestre. Porém, não foram visto padrões comuns aos continentes, percebendo que em cada região do planeta as correspondências entre as variáveis e a temperatura do oceano variavam de local para local.

Schell (1956) mostrou em seu trabalho uma explicação física sobre as origens das Oscilações Sul nos meses de junho a agosto. Mais tarde, Ramagi e Hori (1981) registraram os aspectos temperaturas acima da média no oceano Pacífico, ocorre enfraquecimento nos ventos alísios no Pacífico equatorial. Além disso, verificou-se que existem trocas de energia entre o oceano e atmosfera, devido ao gradiente térmico no Oceano Pacífico. Em relação à precipitação, as conclusões do trabalho mostraram que as regiões onde há maior precipitação são onde estão localizadas as convergências de massa, convergência de mistura, divergência em altos níveis, e estariam ligadas a ocorrências de forte El Niño.

Rasmusson e Carpenter (1982) verificaram anomalias de leste nos ventos equatoriais do Pacífico a oeste da Linha da Data no período que antecede o El Niño. Este e outros padrões fortes de anomalias sobre o Pacífico Equatoriais Oeste são associados com a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) localizados a sudeste de sua posição normal. Durante o El Niño em outubro e novembro, as anomalias nos ventos de leste são mudadas para anomalias de oeste. Essa mudança coincide com a aparição de anomalias positivas de TSM nas proximidades da linha da data. As análises mostraram que houve um padrão de migração da anomalia positiva de TSM para o Pacífico Equatorial Leste, nas proximidades com a costa oeste da América do Sul, sendo que os máximos das anomalias de TSM, nesta região, ocorrem nos

meses de abril a junho, o que coincide com os fluxos anômalos de oeste, gerando um movimento anômalo de norte que modifica a posição da ZCIT.

Ropelewski e Halpert (1989) estudaram as características dos Índices de Oscilação Sul (IOS) e as anomalias de precipitação para 19 regiões do planeta, porém, 15 destas localidades apresentaram correlações estatisticamente significantes quando observados valores extremos de IOS observados, chegando mais de 70% em alguns casos. Em particular encontrou-se que as maiores influências estão nas regiões de Monções da Índia, no Norte do México, no Sudeste e Nordeste da América do Sul. Ainda enfoca-se que no Nordeste da América do Sul, os sinais entre as ocorrências da Oscilação Sul e a precipitação estão em mesmo sentido, o que mostra correlações diretas com a temperatura do leste do Pacífico, sugerindo uma forte influência entre El Niño e as secas do Nordeste do Brasil.

Uvo et al. (1997) relacionou as temperaturas dos Oceanos Pacífico Central Leste e Atlântico Tropical Sul com as precipitações ocorrentes no Nordeste Brasileiro. No mês de março, os padrões que acontecem simultaneamente no Pacífico e Atlântico têm correlações fortes. Nos períodos em que o oceano Pacífico está mais frio e o Atlântico Tropical sul quente, favorecerá as precipitações no Nordeste Brasileiro, enquanto que em períodos em Pacífico quente e Atlântico mais frio, desfavorecerá as precipitações. Isto está associado com a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) que vai mais ao Sul no mês de março, o que irá contribuir com a intensidade das chuvas no nordeste brasileiro, de acordo com as condições de ambos os Oceanos.

Andreoli e Kayano (2007) realizaram um estudo analisando as possíveis combinações e suas influências das TSM nas precipitações. Os autores identificaram que a influência ocorrida entre o Pacífico e o Nordeste se dá pela mudança na estrutura da célula de Walker nos meses de dezembro a fevereiro e pelas teleconexões extratropicais de março a maio. Foi ressaltado que o ENOS em fase de La Niña junto com Atlântico Tropical quente favorece a anomalia de precipitação positiva, enquanto que ao contrário desfavorece. Os autores destacam a importância relevante do Atlântico nas precipitações do Nordeste do Brasil, devido ao fornecimento de umidade deste oceano para o continente.

Minuzzi et al. (2007) verificou a influência do fenômeno La Niña na estação chuvosa do Sudeste brasileiro, analisando-se que na região da Serra da Mantiqueira a estação chuvosa tende a durar mais do que a média, tendo em vista, o início precoce e final tardio em relação encontrada na transição entre estação chuvosa e seca, mesmo o fenômeno não influenciando o início da estação chuvosa nesta área. Em grande parte do estado de São Paulo, observaram-se

tendências chuvosas a partir do trimestre de novembro a janeiro, estendendo-se até o período de janeiro a março. Conclui-se que mesmo havendo anomalias expressivas de precipitação, estas, pouco esteve correlacionado com o comportamento da temperatura da superfície do mar do Pacífico Equatorial, ou aos Índices de Oscilação Sul.

Streck et al. (2008) ao estudar a variabilidade anual de umidade relativa (UR) e evaporação do tanque classe A (ECA) em Santa Maria, região sul do Brasil, junto aos períodos de El Niño e La Niña de 1973 a 2007 verificaram que anos de El Niño a ECA é menor que nos anos de La Niña e que a UR em anos de El Niño são menores do que os anos de La Niña. Em que a causa destes resultados são devidos a alta taxa de insolação relativa e menor precipitação no caso de anos com La Niña e menor taxa de insolação relativa pelas nebulosidades e maiores precipitações em caso de El Niño.

Zhang et al. (2011) verificou os processos físicos responsável pelo balanço de energia nos Estados Unidos, em resposta dos ENOS. Foram diagnosticados pelas observações de nuvens, vapor d'água e propriedades da superfície do continente associados com a cobertura de neve e umidade do solo. Foi constatado que o balanço de energia altera-se quando há variabilidade na absorção de radiação de ondas longas e nos fluxos turbulentos, o que estariam altamente ligados com as anomalias no vapor d'água no continente. Mostrou-se que estas variáveis influenciam diretamente no balanço de energia, indicando alterações nas temperaturas, propriedades da umidade do solo, e na redução da profundidade das nuvens, alterando o conteúdo de água precipitável disponível.

2.1.3. Oceano Atlântico

Moura e Schukla (1981) afirmam que o possível mecanismo para os eventos extremos de seca no Nordeste brasileiro é estabelecido pela circulação térmica que tem um ramo ascendente em 10°N e seu ramo descendente sobre o Nordeste brasileiro e sobre regiões oceânicas adjacentes. As condições sugeridas pela anomalia da circulação estão associadas ao aquecimento provindo da convecção anômala gerada devido à inclusão de umidade na atmosfera pela anomalia positiva da TSM no Atlântico Norte e o esfriamento da TSM no Atlântico Sul. Os resultados mostraram que muitas das secas severas que ocorreram nos anos de 1948 a 1972 foram associadas à presença simultânea de anomalias quentes da TSM do Atlântico Norte junto a anomalias frias do Atlântico Sul, e que as anomalias negativas de precipitação sempre são presenciadas quando existem anomalias positivas de TSM em 15°N de

latitude e 45° de longitude com anomalias negativas de TSM em 15°S de latitude e 5°W de longitude.

Rao e Marques (1983) estudaram o teor de vapor d'água em dois anos contrastantes no Nordeste Brasileiro. Os resultados mostraram que no ano mais chuvoso (1976) a eficiência de precipitação era cerca de 20% no interior da região seca, e cerca de 10% no ano mais seco (1972) devido à menor quantidade de chuva naquele ano. Os cálculos mostraram que o fluxo de umidade provindos de leste eram um dos maiores responsáveis pelo fornecimento de mistura no interior da região Nordeste. Os autores sugeriram que o Oceano Atlântico era o maior responsável pelo fornecimento de vapor d'água para região, e que em épocas mais úmidas há maior convergência de umidade, enquanto que no período mais seco houvera divergência, e afirmaram que estas dinâmicas ocorrem devido a ZCIT.

Carton, et al. (1996) estudou os mecanismos de regulação anual e decadal das variações na temperatura da superfície do oceano Atlântico. Verificou-se que as variações da temperatura deste oceano estão, geralmente, compreendidas entre 0.3°C e 0.5°C e que estão relacionados diretamente com flutuações nas precipitações no Norte e Nordeste da América do Sul e no Continente Africano. Os resultados mostraram que existe uma variabilidade decadal controlada pelo fluxo de calor latente e outra anual causada pelas forçantes dinâmicas. Além disto, percebeu-se uma característica de Dipolo que favorece ou enfraquece os ventos alísios em direção ao equador, nos dois hemisférios.

Andreoli e Kayano (2007a) mostram que existe uma influência dominante da TSM do Atlântico do que o do Oceano Pacífico no mês de março a maio. Os resultados dos autores mostraram que mesmo em período de El Niño e com a temperatura do Oceano Atlântico quente ocorre o aumento das chuvas no NEB, porém no caso em que a temperatura do Atlântico é fria há uma diminuição da precipitação no Nordeste brasileiro. No entanto, em caso de La Niña junto a períodos em que o Atlântico Tropical sul esteja frio, podem ocasionar configurações inversas em que atuam apenas o La Niña.

Bezerra e Cavalcanti (2008), a partir de fontes aparentes de calor e sumidouro de umidade, estudaram as características da circulação atmosférica de grande escala, na região Norte e Nordeste do Brasil, relacionando a energia estática com os Oceanos Pacífico e Atlântico. Os autores verificaram que nos períodos quentes, (caracterizado por El Niño e gradiente positivo) as áreas centrais do norte e leste do Nordeste apresentaram períodos mais secos, enquanto que o inverso, período frio (caracterizado pela atuação de La Niña e gradiente negativo) as mesmas áreas apresentaram períodos mais úmidos.

Menezes et al. (2008) mostram que existe relações diferenciadas nas precipitações do estado da Paraíba com relações à TSM. Os resultados mostram que a relação com os veranicos no Litoral e Brejo do estado tem maiores correlações com as anomalias de TSM do Atlântico, enquanto que as regiões do Cariri, Curimataú e Sertão, que compreende as regiões centrais e oeste, estão correlacionados com a TSM do Pacífico equatorial, enquanto que no Agreste são correlacionadas com ambas as TSM. Esses resultados mostram que o Agreste possui características tanto do litoral quanto do sertão, isto por ser uma região de transição entre ambas.

Moura et al. (2009) mostra que as maiores correlações entre as precipitações no setor leste do Nordeste Brasileiro e as TSM são no Atlântico Tropical, em que existem regiões em que o coeficiente de correlação é de 0,60, indicando o aumento nas precipitações quando o Oceano Atlântico Tropical Sul tem suas águas mais quentes e diminuindo a precipitação quando ocorre o inverso. Além disso, verificou-se que são as TSM que podem predizer com maior eficácia a tendência de precipitação nestes setores.

2.2. TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA

Solot (1939), concluiu que o hidrometeoro mais importante nos estudos de quantidade da lâmina de água precipitada é a quantidade de vapor d'água presente em suspensão na atmosfera, onde Solot (1939) formulou uma equação onde pode ser computado o vapor d'água na coluna. Ainda, verificou que quanto mais vapor maior será a lâmina de água e sem uma quantidade certa de vapor não haverá precipitação.

Spar (1953) mostra que a precipitação só pode ocorrer quando a atmosfera está quase saturada e que o teor de vapor é dependente da temperatura de condensação na coluna. Além disso, mostrou-se a importância do transporte de vapor d'água na quantidade de precipitação que pode ocorrer numa determinada localidade, afirma que as condições de divergência do transporte podem ser bem relacionadas com as precipitações comparadas com o teor de vapor.

Seguindo esta linha, Benton e Stoque (1954), afirmam que a análise do vapor d'água, bem como sua dinâmica, transporte e convergência de fluxo é a base essencial para o entendimento dos processos físicos na atmosfera. Ou seja, a previsão do clima tem uma dependência significativa com a realimentação do vapor d'água no planeta, além disso, pode-se verificar a versatilidade do vapor d'água nos estudos do ciclo hidrológico. Ainda concluíram que as variabilidades do vapor d'água ocorrem também na sazonalidade do hemisfério.

Para estudos em escala global os efeitos do vapor d'água pela interação

oceano-atmosfera baseiam-se nas trocas de calor latente com a atmosfera (BENTON e STOQUE, 1954), no ciclo hidrológico, como evaporação e precipitação (PEIXOTO e OORT, 1996; ANDREOLI e KAYANO, 2006) e na dinâmica das circulações geral da atmosfera (BENTON e STOKES, 1954). Em termos de precipitações, estudos realizados por Holloway e Neelin (2008) concluem que existe uma co-relação entre a estrutura do vapor d'água troposférico com a taxa de precipitação. Foram realizadas divisões entre taxas de precipitações em mm/h, com o teor de vapor d'água na atmosfera por via de radiossondagem, sendo obtidos relações de razão de mistura da superfície até 100 hPa. Conclui-se que em atmosfera onde há um grande teor de água, possui uma maior taxa de precipitação, e vice versa. No entanto, verifica-se que apenas o vapor d'água não seja um dos principais mecanismos de formação de precipitação, mas sim, um elemento fundamental. Entretanto, os resultados mostraram que existe uma relação maior com o vapor na média troposfera e a taxa de precipitação do que o teor total e a umidade em baixos níveis. Ainda pode-se verificar um padrão quanto a maiores taxas de precipitação e a estrutura da razão de mistura em toda a troposfera, tendo como conclusão que quanto maior a precipitação maior a razão de mistura em toda troposfera, podendo ser vista até seis horas antes do evento.

Tendo como base o trabalho realizado por Holloway e Neelin (2008), o teor de vapor d'água é a melhor variável a ser estudado para relacionar TSM com a dinâmica da circulação global bem como previsões. No entanto, Brown e Zhang (1997) distribuíram a estrutura de umidade em toda troposfera em camadas, obtendo assim variações não só em toda coluna, mas em camadas específicas que podem detalhar melhor a estrutura e as variações concorrentes com a TSM. Concluíram que existem influências de regiões em fronteiras com as regiões de medição, provocando secamento da atmosférica na localidade por meio da advecção de ar seco da vizinhança. Isso pode ocasionar uma zona de bloqueio para a formação de nuvens convectivas. (AUSTIN, 1948; BROWN e ZHANG, 1997; YONEYAMA, 2003; HOLLOWAY e NEELIN, 2008; SHERWOOD et al. 2010a).

Em âmbito de mesoescala o vapor d'água é essencial na formação de precipitação, principal ingrediente na manutenção do ciclo hidrológico. No trabalho realizado por Teixeira, e Satyamurty al. (2006), enfoca-se na necessidade de previsões em mesoescala visto aos prejuízos ocasionados pelos eventos adversos causados por sistemas de escala menores. Mostra-se que existem padrões entre determinadas variáveis meteorológicas, bem como situações em mesoescala que podem dar início, alimentação ou condições necessárias para a formação de precipitação intensa. Não obstante, foi possível verificar que não há apenas uma

dependência direta, contudo cada variável em conjunto com outras fornecem padrões que ajudam a prever com maior antecedência os eventos extremos. É importante frisar a importância da convergência do vapor d'água no trabalho realizado, pois os resultados mostram que existem padrões de evolução que antecedem e que são mais visíveis do que outras variáveis mostrando a importância do transporte de vapor d'água em mesoescala. Portanto, no âmbito de mesoescala é importante estudar variáveis dinâmicas e termodinâmicas dependentes do vapor d'água atmosférico, bem como as condições atmosféricas. (AUSTIN, 1948; SHERWOOD e WARLICH, 1999; SHERWOOD, 1999; HOLLOWAY E NEELIN, 2008; SHERWOOD et al. 2010b).

Para a região NEB, o TVA e o TrVA desempenha um papel fundamental no regime pluviométrico. Cavalcanti et al. (2002) mostraram que o desempenho da componente meridional do transporte influenciou nos regimes pluviométricos da região norte do nordeste, indicando que nos anos em que houve maior precipitação ocorrida, pode-se verificar componente anômala de norte, enquanto que o sentido contrário foi verificado em ano com menor precipitação. Contudo, Cavalcanti et al. (2002) mostra a influência da importação e exportação de VPA, mostrando que no ano chuvoso houve importação de vapor d'água enquanto que no ano seco houve exportação de vapor d'água, da camada de superfície a 700hPa, indicando que esta dinâmica favorece a convecção enquanto que o inverso desfavorece, iniba ou reduza a convecção.

Nóbrega e Cavalcanti (2010) mostram a importância dos Alísios de sudeste e de nordeste para o fomento de TVA para a Região Nordeste do Brasil. Mostrou-se que a contribuição deste sistema de circulação é de 82% aproximadamente, o que indica que o NEB é um grande importador de umidade do Oceano Atlântico. Ainda, os autores mostraram que nem todo o vapor advectado torna-se precipitação, e sim, se junta a umidade local e são transportadas para oeste a ponto de fornecer umidade para a Região Norte do País.

Deve-se ainda dá importância nas questões de topografia e suas influências no TVA e TrVA, as questões de circulação, radiação e condensação são importantes mecanismos que devem ser considerados na variabilidade climática de uma localidade. Schneider et al. (2010) afirma que existe uma deficiência nos modelos de circulação global na verificação destas influências. Por tanto, se dá a necessidade da utilização de modelos de mesoescala para esta um estudo mais regionalizado, assim, mostrando tanto as influências da circulação global quanto a circulação em meso e microescalas.

2.3. O MODELO WRF

O modelo *Weather Research and Forecast* (WRF), foi desenvolvido para ser o modelo de mesoescala de nova geração em questão de previsão do tempo, assimilação de dados e sistemas de simulação, promovendo uma melhor relação entre a comunidade de pesquisas e operacionalização (MICHALAKES, 2004). Foi Elaborado conjuntamente por uma série de instituições e agências operacionais: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Forecast System Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA) (NCAR, 2009).

Em sua primeira versão (*non-beta*), excederam 2.500 downloads oficiais pelo site do modelo WRF (MICHALAKES, 2004). De acordo com Klemp (2005) o desenvolvimento do modelo foi designado também para uma melhora na precisão da previsão de sistemas sinóticos e de nuvens, precisamente na resolução das simulações de 1 a 10 km.

Conforme Hutchinson (2005), simulações operacionais com o WRF nos EUA foram iniciadas em abril de 2004 com o domínio CONUS (*Continental United States*). Segundo ambos, devido aos bons resultados obtidos pelo modelo, o Atlântico Norte e a Europa começaram a fazer parte do domínio, logo nos resultados preliminares mostrou que o modelo WRF simulou de chuvas intensas e tempestades mais consistentes que modelos já existentes.

O sistema WRF consiste dos principais programas: Pré-processamento do WRF (*WRF preprocessing system - WPS*), *WRF - ARW Solver* e o pós-processamento (ferramentas de visualização). A Figura 1 mostra o diagrama dos componentes do sistema de modelagem WRF-ARW, contendo os programas sequência de execução, formatos dos dados de entrada e saídas, visualizadores e recursos adicionais. Será abordado mais detalhadamente no decorrer do trabalho.



Figura 1 – Diagrama dos componentes do sistema de modelagem WRF-ARW. Fonte: NCAR/UCAR 2011.

2.3.1. Pré-processamento

O sistema de pré-processamento do WRF (WPS) é um conjunto de três programas, onde o seu papel é preparar os dados de condição de contorno, para alimentar o sistema de simulação ARW. Cada programa realiza uma etapa da preparação; *Geogrid* – Define o domínio do modelo (região limitada ao calculo da simulação ou previsão) e interpola dados fixos da geografia para a malha; *Ungrib* – Extrai os campos meteorológicos dos arquivos em formato GRIB, e interpola na vertical; *Metgrid* – Interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo ungrib para a malha do modelo definido pelo geogrid.

A interpolação vertical em níveis de pressão (ETA ou Sigma), dos campos meteorológicos para o WRF é realizado no programa *real.exe*, modulo do ARW que simulam diagnósticos e previsões com dados de análise ou reanalise. Todos os programas do WPS leem as propriedades do domínio de um arquivo *namelist*, bem como determina as características de processamento a serem executados os programas contidos no sistema WPS. A Figura 2 representa o esquema de funcionamento do sistema WPS desde a coleta dos dados ao processamento final, bem como a ordem de processamento.

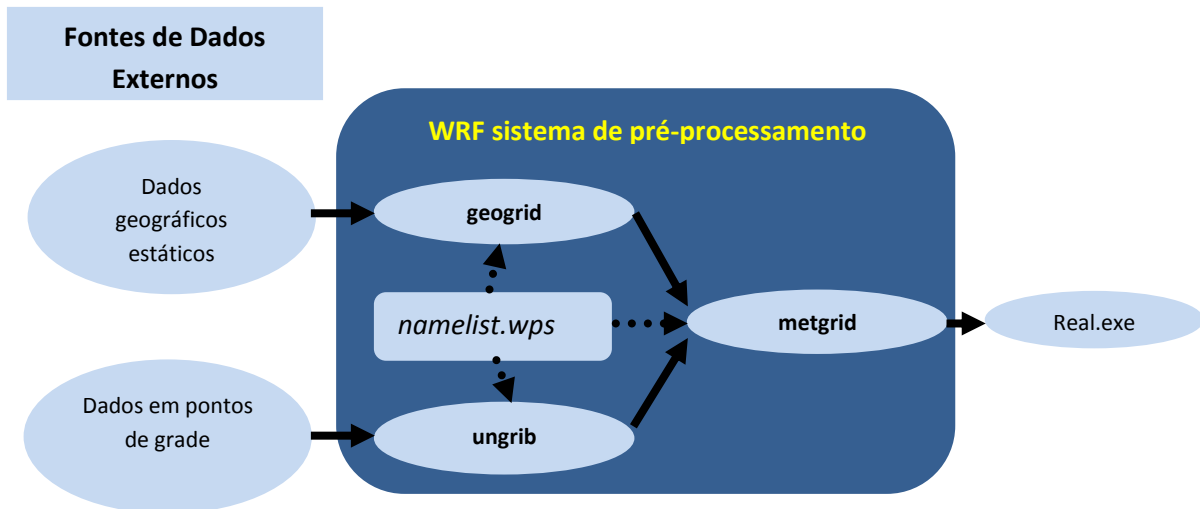


Figura 2 – Esquema gráfico do módulo WPS (Pré-processamento). Fonte: NCAR/UCAR 2011.

2.3.2. Processamento

2.3.2.1. Coordenadas verticais

As equações do sistema ARW são formuladas utilizando o sistema de coordenada η , hidrostática com acompanhamento do terreno (*terrain-following*) definido por:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad \text{em que, } \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (1)$$

Em que p_h é a componente hidrostática da pressão, e p_{hs} e p_{ht} se referem aos valores ao longo da superfície e do topo da camada respectivamente. A definição da coordenada supracitada é a tradicional coordenada σ usado em muitos modelos hidrostáticos. A variação de η é dada por 1 na superfície a 0 no topo da camada do domínio do modelo, neste nível a pressão é constante. Este tipo de coordenada é chamado de coordenada vertical de massa. A Figura 3 mostra o exemplo da coordenada η .

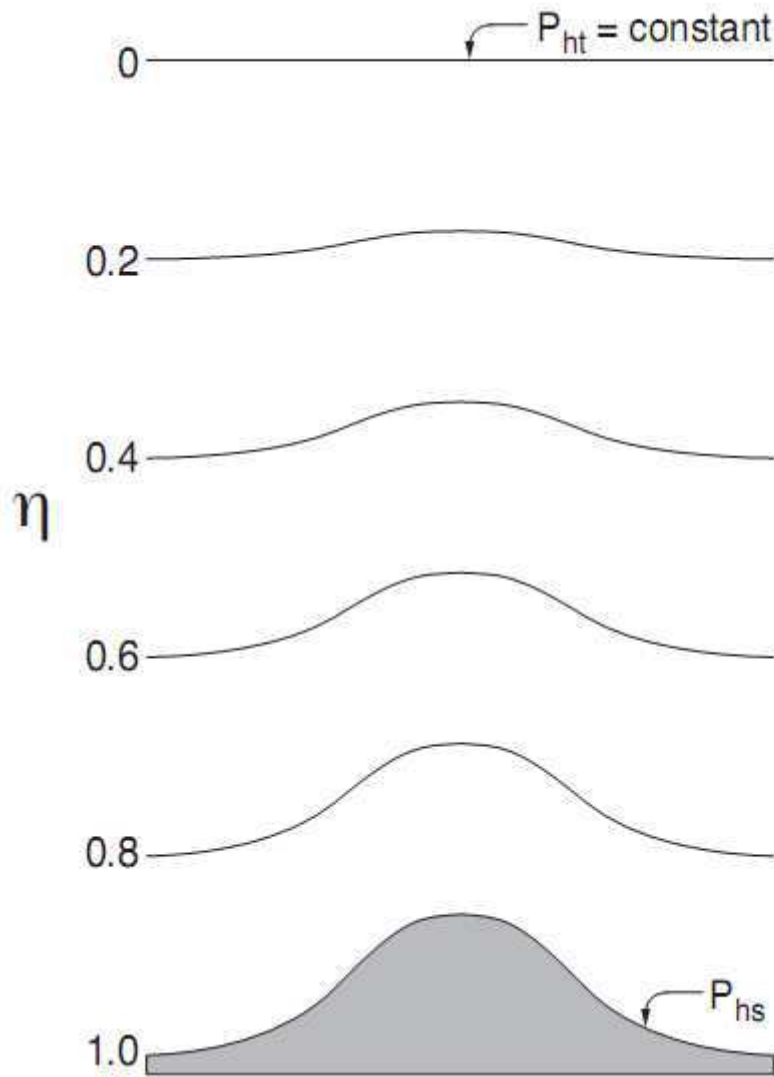


Figura 3 – Explicação gráfica da coordenada η . Fonte: NCAR/UCAR 2011.

Enquanto $\mu(x, y)$ representa a massa por unidade de área em uma coluna no domínio do modelo (x, y) , o fluxo apropriado para essas variáveis são:

$$\vec{V} = \mu \vec{v} = (U, V, W) \text{ em que: } (U = \mu u \vec{i}, V = \mu v \vec{j}, W = \mu w \vec{k}), \Omega = \mu \dot{\eta}, \Theta = \mu \theta \quad (2)$$

Em que $\vec{v} = (u, v, w)$ são velocidades co-variantes nas duas direções horizontais e na direção vertical, enquanto $\omega = \dot{\eta}$ é a velocidade vertical em coordenada de pressão. θ é a temperatura potencial. Também, aparecem nas equações governamentais do ARW as variáveis não conservativas, $\Phi = gz$, p (pressão) e o inverso da densidade $\alpha = 1\rho^{-1}$.

2.3.2.2. Equações dos fluxos

Usando as variáveis definidas no item 2.3.2.1. as equações de fluxo na forma Euleriana ficam:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_u) - \frac{\partial p \Phi_\eta}{\partial x} + \frac{\partial p \Phi_x}{\partial \eta} = F_U \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_v) - \frac{\partial p \Phi_\eta}{\partial y} + \frac{\partial p \Phi_y}{\partial \eta} = F_V \quad (4)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_w) - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu \right) = F_W \quad (5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_\theta) = F_\theta \quad (6)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}) = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \mu^{-1} [(\vec{V} \cdot \nabla_\Phi) - gW] = 0 \quad (8)$$

Ao longo da resolução, detém a relação para o inverso da densidade:

$$\partial_\eta \Phi = -\alpha \mu \quad (9)$$

E a equação do estado:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (10)$$

Em (3,4,5,6,7 e 8) os subscritos x, y e η denotam diferenciação

$$\nabla \cdot \vec{V}_a = \frac{\partial U_a}{\partial x} + \frac{\partial V_a}{\partial y} + \frac{\partial \Omega_a}{\partial \eta} \quad (11)$$

$$\vec{V} \cdot \nabla_a = U \frac{\partial a}{\partial x} + V \frac{\partial a}{\partial y} + \Omega \frac{\partial a}{\partial \eta} \quad (12)$$

Em que a representa uma variável genérica. $\gamma = \frac{c_p}{c_v} = 1.4$ é a razão para a capacidade de calor para o ar seco. R_d é a constante do gás para o ar seco, e p_0 é a pressão de referência. Os termos F_U, F_V, F_W e F_θ , representam termos das forçantes surgidas da física do modelo, mistura turbulenta, projeção esférica e da rotação da terra.

2.3.2.3. Inclusão de umidade

Na formulação das equações de Euler com umidade, faz-se o acoplamento da massa de ar seco ao prognóstico das variáveis e mantém a equação de conservação de massa para ar seco, em oposição ao acoplamento das variáveis para a massa de ar completamente úmida e, portanto, a introdução de termos na equação da conservação de massa. Além disso, define-se a

coordenada em relação à massa de ar seco. Baseado nestes princípios, a coordenada vertical pode ser escrita como:

$$\eta = \left(\frac{p_{dh} - p_{dht}}{\mu_d} \right) \quad (13)$$

Em que μ_d representa a massa de ar seco na coluna e p_{dh} e p_{dht} representam a pressão hidrostática da atmosfera seca e a pressão hidrostática no topo da camada seca da atmosfera. As variáveis acopladas, então, passam a ser:

$$\vec{V} = \mu_d \vec{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta \quad (14)$$

Com essas definições as equações de fluxo em forma euleriana passam a ser:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_u) - \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + (\alpha \alpha_d^{-1}) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \theta}{\partial x} = F_U \quad (15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_v) - \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + (\alpha \alpha_d^{-1}) \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \theta}{\partial y} = F_V \quad (16)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}_w) - g \left[(\alpha \alpha_d^{-1}) \frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu_d \right] = F_W \quad (17)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V} \theta) = F_\theta \quad (18)$$

$$\frac{\partial \mu_d}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V}) = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \mu_d^{-1} [(\vec{V} \cdot \nabla_\Phi) - gW] = 0 \quad (20)$$

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + (\nabla \cdot \vec{V} q_m) = F_{Q_m} \quad (21)$$

Com a equação diagnóstica para o inverso da densidade

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\alpha_d \mu_d \quad (22)$$

E a relação diagnóstica para a pressão total (vapor mais ar seco)

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^{\gamma} \quad (23)$$

Nessa equação α_d é a densidade inversa do ar seco (ρ_d^{-1}) e α é o inverso da densidade, tendo em conta a densidade da parcela integral.

$$\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1} \quad (24)$$

Em que q_* são as razões de mistura do ar seco, ar umido, nuvem, chuva, gelo e etc. Ainda,

$$\theta_m = \theta \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d} \right) q_v \right) \approx \theta (1 + 1.61 q_v), \text{ e } Q_m = \mu_d q_m; \quad q_m = q_v, q_c, q_i \dots$$

2.3.2.4. Parametrizações

Segundo Randall (2004) as parametrizações são métodos específicos que relacionam os

processos de sub-malha com as variáveis de prognóstico que entram nas equações dinâmicas. O seu acoplamento a um modelo dinâmico numérico traduz-se em esquemas de cálculo que servem para estimar o efeito de um certo processo físico de sub-malha sobre as variáveis resolvidas, em primeira instância, pelo modelo dinâmico. O seu efeito é a modificação dos valores atuais das variáveis, ou de suas tendências, a intervalos de tempo regulares. Embora um modelo atmosférico se alicerce no seu núcleo dinâmico, as parametrizações estão na linha da frente quando se trata de simular os fenômenos do tempo com realismo.

No WRF os esquemas (de parametrização dos processos físicos são implementados em módulos separados, organizados em blocos principais: Radiação de Onda Longa (LW); Radiação de Onda Curta (SW); Microfísica (MP); Camada Superficial (SL); Modelo de Solo Superfície (LSM); Camada Limite Planetária (PBL); Parametrização de Cumulos (CP).

Os esquemas LW resolvem as trocas radiativas de “onda longa” (banda infravermelha); os esquemas SW resolvem as trocas radiativas de “onda curta” (banda visível e ultravioleta); os esquemas MP resolvem os processos de condensação e evaporação no ar; os esquemas SL resolvem o atrito e os fluxos de calor, de quantidade de movimento e de vapor de água na camada de atrito, junto ao solo; os esquemas LSM resolvem as trocas de calor e de água no interior do solo; os esquemas PBL resolvem as trocas turbulentas não apenas na camada limite planetária, mas ao longo de toda a coluna vertical do modelo; os esquemas CP resolvem as nuvens de origem convectiva. Dentro de cada bloco, ou classe de esquema físico, o WRF põe à disposição diversos esquemas alternativos. Uma boa parte deles são provenientes de modelos anteriores, muitas vezes de modelos operacionais de grande escala, com adaptações tendo em vista o acoplamento ao núcleo de processamento do WRF, nas suas vertentes *Advanced Research in WRF* (ARW) ou *Nonhydrostatic Mesoscale Model*(NMM) (DUDHIA, 2005, 2007; FERREIRA, 2007; VALE SILVA, 2009).

2.3.2.5. Utilização

Em sua primeira versão, excederam 2.500 *downloads* oficiais pelo site do modelo WRF (MICHALAKES, 2004). De acordo com Klemp (2005) o desenvolvimento do modelo foi designado, também, para uma melhora na precisão da previsão de sistemas sinóticos e de nuvens, precisamente na resolução das simulações de 1 e 10 km. Conforme Hutchinson (2005), simulações operacionais com o WRF nos EUA foram iniciadas em abril de 2004 com o domínio CONUS. Segundo o mesmo, devido aos bons resultados obtidos pelo modelo, o Atlântico Norte e a Europa começaram a fazer parte do domínio, logo obteve resultados

preliminares onde mostrou que o modelo WRF possui resultados de simulação de chuvas intensas e tempestades mais consistentes que modelos já existentes. Segundo Yamasaki (2006), um dos aspectos de sucesso do modelo, são as utilizações extensivas, mediante testes de avaliação em todo o globo.

Vale Silva (2009) verificou as combinações de parametrização para Alagoas, usando determinadas configurações de parametrização percebeu que existem resultados que superestimam e subestimam as precipitações nesta região. O que indica que para cada localidade se deve, antes de operacionalizar, ajustar os parâmetros, principalmente de microfísica de nuvens e de convecção.

Pereira Neto (2011) analisou a eficiência do WRF em um episódio de Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) que gerou transtornos a sociedade devido aos alagamentos e ao granizo. O modelo está instalado no Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica (CNMA) e é integrante ao Centro Mundial de Previsão de Área (WAFSOPSG), e opera com previsões de 36 horas para o centro oeste com o domínio secundário para Brasília. O modelo mostrou-se confiável durante as 36 horas de previsão, caracterizando o VCAN com boa representatividade das características dinâmicas e de mesoescala, mostrando consistentemente o evento de precipitação decorrido.

Macedo et al. (2011) analisou junto ao WRF um evento intenso ocorrido no Rio Grande do Sul. A configuração do WRF utilizada abrange o sul do Brasil, com o segundo domínio de 6 km, para o dia 09/01/2011, apresentaram resultados relativamente compatíveis com os registros observados pela estação automática do INMET instalada na cidade de Jagurão/RS. O modelo retratou com fidelidade a penetração da frente fria que passou sobre o Uruguai, e que afetou - com pouca intensidade - a região próxima à cidade de Jaguarão/RS, caracterizadas pelas análises feitas com os resultados para a simulação, bem como os mecanismos físicos e dinâmicos apresentados no dia da ocorrência.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e métodos estão divididos em duas partes. A primeira será focado a escala global em que será analisadas a climatologia dos campos de TSM, do teor e do transporte de umidade no intuito de verificar as localidades as quais existam influências globais e regionais. Ainda, são analisadas as anomalias globais anuais e trimestrais, esta última com um domínio centrado na América do Sul.

Posteriormente, enfoca-se a mesoescala como influenciada pela escala global da atmosfera. Nesta parte, serão enfocadas as anomalias de variáveis dinâmicas e termodinâmicas no nordeste brasileiro ao passo que se possam verificar as influências das TSM na região em estudo.

3.1. ÁREA GEOGRÁFICA DE ESTUDO

3.1.1 Grande Escala

A área de estudo compreende a faixa tropical e temperada dos oceanos Pacífico e Atlântico junto com os continentes ali presentes. As coordenadas da área de estudo estão situada em 60°N a 60°S de Latitude, e 120°E a 0°W e 0°W a 30°E de Longitude, terá como enfoque as regiões selecionadas na Figura 4 para estudar; o Oceano Pacífico entre as fronteiras 5°N a 5°S de latitude, e 150°W a 90°W de longitude. Esta área foi escolhida por representar os índices do Niño 3 (CLIMATE PREDICTION CENTER – CPC/NOAA), para representar o Oceano Atlântico Tropical Sul, selecionou-se as latitudes que abrange do Equador à 20°S e a longitude de 10°E a 30°W, por ser a região o qual tem mais influência no NEB (Andreoli e Kayano, 2007b). A Figura 4 mostra o domínio de estudo da grande escala anual.

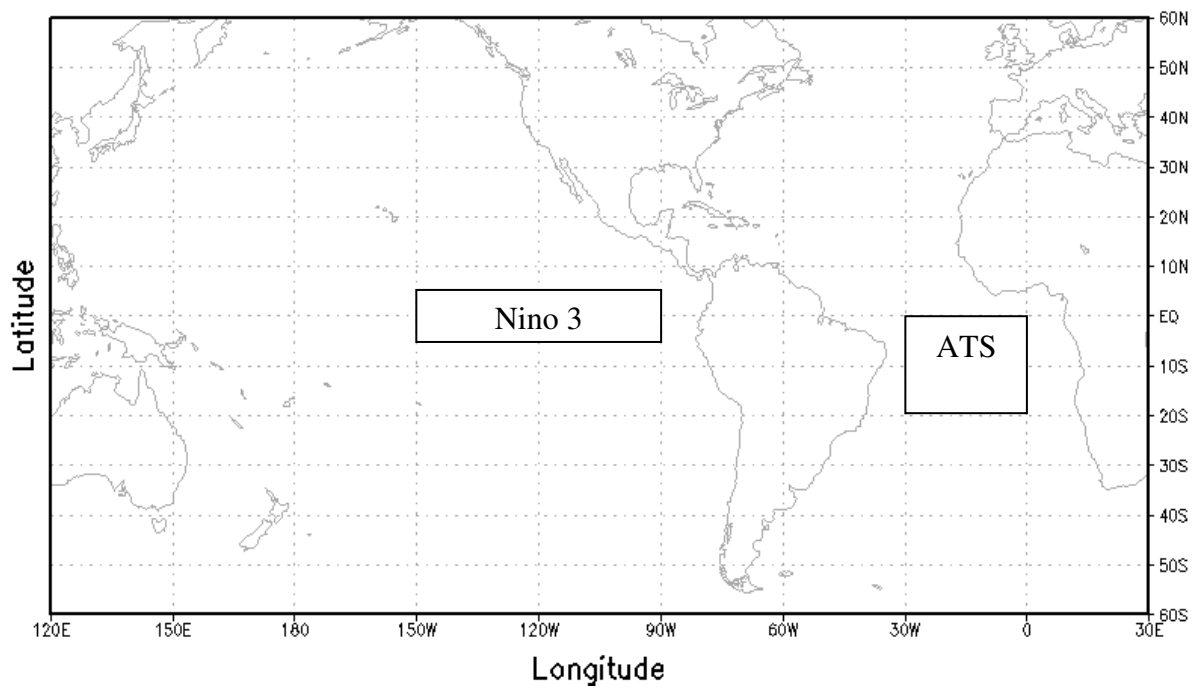


Figura 4 – Domínio da área de estudo em grande escala, com enfoque nas áreas de Niño 3 e ATS.

3.1.2. América do Sul

As análises trimestrais compreenderam na área de estudo entre 60°S a 15°N de latitude e 90°W a 0° de longitude. O domínio compreende o Oceano Atlântico bem como toda a América do sul, assim, podem-se verificar com precisão áreas anômalas enfocadas no continente sulamericano. A Figura 5 mostra a área de estudo das anomalias trimestrais focadas na América do Sul.

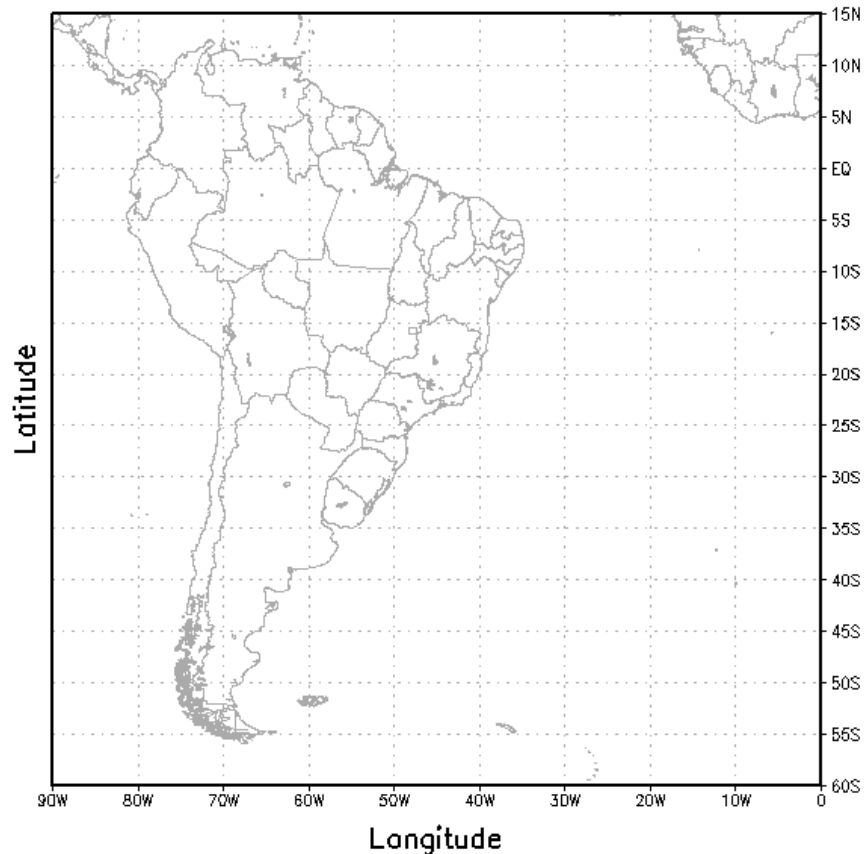


Figura 5 – Área de estudo das anomalias trimestrais focadas na América do Sul.

3.1.3. Nordeste Brasileiro

A região Nordeste do Brasil está situada na região tropical do planeta e apresenta condições climáticas peculiares. Em sua porção litorânea, registram-se acumulados de chuva acima dos 2000 mm, e em seu interior, acúmulos de 350 mm. Devido a isto, são encontrados climas tropicais úmidos no litoral e semiárido no interior, em que nesta última localidade, se encontra o polígono das secas, que são compostas por aproximadamente 1400 municípios (MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL, 2005), que são regiões que necessitam de investimentos e estudos minuciosos para a mitigação dos problemas lá encontrados.

Portanto, a área de estudo se compreenderá entre 17°S e 4° de Latitude e 49°W e 21°W de Longitude. Onde abrangerá todos os Estados do NEB e seus respectivos climas. Devido a não homogeneidade das precipitações, será escolhido um mês representativo dentro do período chuvoso das regiões climáticas. A Figura 5 mostra a área de estudo em mesoescala.

O domínio selecionado abrange o Nordeste brasileiro e parte do Oceano Atlântico oeste com 140 pontos em X e 90 pontos em Y, centralizados em 11°S de latitude e 35°W de longitude, com distância entre pontos de grade em X e Y de 25 km. Foram armazenados dados

simulados a cada 01(uma) hora durante uma integração de 720 horas para meses com 31 dias e de 696 horas para meses com 30 dias. Na vertical utilizou-se 27 níveis verticais com coordenadas sigma.

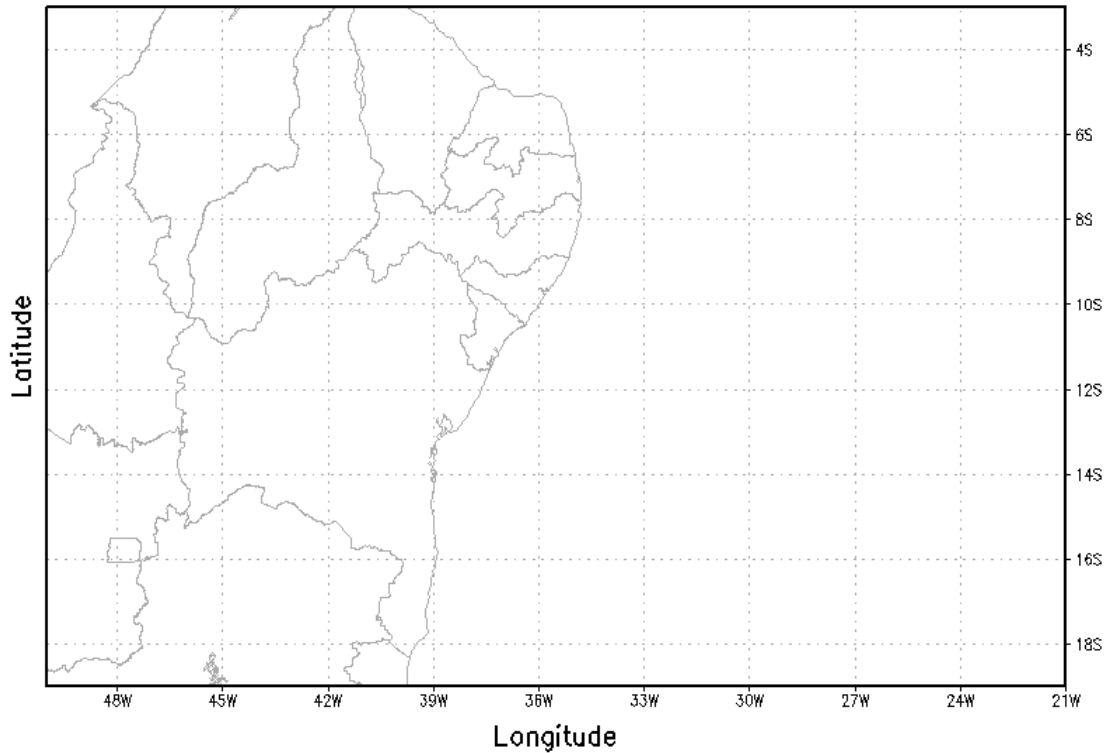


Figura 6 – Área de estudo em mesoescala.

3.2. PERÍODO DE ESTUDO

3.2.1. Período de estudo em grande escala e América do Sul

O período de estudo compreendeu de março de 1973 a fevereiro de 1974, por serem considerados La Niña forte e ter anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul (LNAQ), e os meses de setembro de 1991 a agosto de 1992, por ser um evento de El Niño e ATS quente (ENAF). Além disto, entre os anos, separaram-se por trimestres de acordo com a sazonalidade, verão (dezembro a fevereiro), outono (março a maio), inverno (junho a agosto) e primavera (setembro a novembro).

3.2.2. Período de estudo para o Nordeste Brasileiro

Foi utilizado o modelo de mesoescala Weather Research and Forecast (WRF), para simular os meses chuvosos para regiões do nordeste em que seguem; dezembro na região sul e sudoeste do nordeste; março na região norte do nordeste; junho na costa leste do nordeste. Os anos correspondentes obedeceram ao mesmo período das simulações de grande escala, ou seja: dezembro de 1973 e 1991; março de 1974 e 1992; junho 1973 e 1992.

3.3. FERRAMENTAS UTILIZADAS

3.3.1. Dados de reanálise

Foram utilizados dados de Reanálise do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), com espaçamento de grades de 2,5° latitude por 2,5° de longitude. Foram coletados dados de TSM, componentes u e v do vento e umidade específica q . Para a análise das variáveis termodinâmicas no Nordeste Brasileiro, foram utilizados dados do DSS/UCAR, que possuem mais de 80 variáveis diferentes (incluindo altura geopotencial, temperatura, umidade relativa, componentes “u” e “v” do vento, entre outras), em vários sistemas diferentes de coordenadas, como uma pilha de 17 níveis de pressão e uma pilha de 11 níveis isentrópicos em grades de 2,5°x2,5°, e uma pilha de 28 níveis-sigma em grades gaussianas de 192x94, sendo elas organizadas em diferentes subgrupos no arquivo. Além das análises, estão presentes termos diagnósticos, como os aquecimentos radiativos e convectivos, e variáveis cumulativas, como a taxa de precipitação.

3.3.2. Análise climática de TSM

Com os dados de reanálise do NCEP/NCAR do modelo global, encontrou-se a média aritmética da TSM nas regiões supracitadas em 3.1.1, em ambos os oceanos. O período da média de TSM foi de 1973 a 1992 e seguindo a equação 25

$$\bar{X} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (25)$$

em que, \bar{X} é a média mensal da região da variável, x_n é a média mensal da variável do ponto de grade n , e n o número de pontos da grade.

O cálculo das anomalias de temperatura se deu pela anomalia da média mensal nas áreas

dos Oceanos selecionadas. Os resultados mostram que acima (abaixo) de $X'=0.5^{\circ}\text{C}$ ($X'=-0.5^{\circ}\text{C}$) foram considerados El Niño (La Niña) no caso do Oceano Pacífico, e acima (abaixo) de $X' = 0.30^{\circ}\text{C}$ ($X' = -0.30^{\circ}\text{C}$), considerado Quente (Frio) no caso do Oceano Atlântico. As condições favoráveis foram adotadas quando houve a combinação La Niña (Pacífico) e Quente (Atlântico), e desfavorável quando for El Niño (Pacífico) e Frio (Atlântico).

Em seguida foi retirada a anomalia da amostra por meio da equação (26):

$$X' = X - \bar{X} \quad (26)$$

em que, X' é a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar, X é o valor mensal/anual da Temperatura da Superfície do Mar em $^{\circ}\text{C}$, \bar{X} é a climatologia da Temperatura da Superfície do Mar (1973-1992).

3.3.2. Análise climática de coluna de vapor d'água

A coluna de vapor d'água foi dividida em três camadas. Da superfície a 700 hPa, de 700 a 500 hPa e 500 a 300 hPa, Segundo a equação proposta por Solot (1939), com modificações usadas por Brown e Zhang (1997);

$$W_{Camada} = \frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_0} q dp \quad (27)$$

em que, p_i é a pressão do topo da camada, p_0 é a pressão da base da camada, q é a umidade específica na camada, g é a aceleração da gravidade.

Com isso, obtém a coluna de vapor d'água em níveis diferentes na atmosfera, portanto a interferência da TSM é estudada dos níveis baixo, médios e altos, verificados separadamente. Foram obtidas a climatologia e as anomalias anuais dos anos de LNAQ e ENAF anuais e trimestrais para o vapor d'água seguindo a equação (26). Vale salientar que a média climática para o vapor d'água se deu de 1973 a 1992, semelhante ao realizado com a TSM.

3.3.3. Análise climática de transporte de vapor d'água

Para a análise do transporte de vapor d'água, foi introduzido na Equação (27) as componentes do vento u e v , foram utilizadas as componentes do vento nos intervalos em superfície a 700 hPa, de 700 a 500 hPa e 500 a 300 hPa. Sendo assim a equação torna-se:

$$\vec{Q}_{Camada} = \frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_0} q \vec{V} dp = \left(\frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_0} q u dp \right) \vec{i} + \left(\frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_0} q v dp \right) \vec{j} \quad (28)$$

em que, p_i é a pressão do topo da camada, p_0 é a pressão da base da camada, q é a umidade específica na camada, g é a aceleração da gravidade, u é a componente u do vento na camada e v a componente v do vento na camada.

O calculo do transporte de vapor d'água é importante no quesito de verificar as propriedades dinâmicas que as anomalias de vento, junto às anomalias de vapor d'água possuem com relação às variabilidades climáticas da TSM. O calculo de climatologia e anomalia segue semelhante ao da TSM e o do teor de vapor d'água, segundo a equação (26.0) e o período de média climática dos anos de 1973 a 1992. As anomalias se deram anuais e trimestrais, semelhantes à TSM e ao vapor d'água.

3.3.4. Análise climática das variáveis termodinâmicas do NEB

Utilizou-se do modelo *Weather Research and Forecast* (WRF), ajustado segundo o trabalho de Vale Silva (2009), em que selecionou as parametrizações que melhor se identificam para Alagoas. No entanto, o trabalho seguiu para três domínios no qual o segundo abrange o nordeste, sugerindo a boa perspicácia do modelo a simular o nordeste com os ajustes realizados.

Foi gerados resultados do CAPE segundo a equação proposta por Mota e Nobre (2006):

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \left(\frac{\theta_{ep(NCL)} - \theta_{esa}}{\theta_{esa}} \right) dZ \quad (29)$$

em que, NCL é o nível de condensação por levantamento, NE é o nível de equilíbrio, θ_{ep} é a temperatura potencial equivalente da parcela, θ_{esa} é a temperatura potencial equivalente saturada do ambiente. Simulado dados do Nível de Condensação por Levantamento ao passo para que se possa identificar a altura em que esteja a base das nuvens, temperatura potencial e umidade relativa. A escolha destas variáveis se deu na importância destas, para a convecção da parcela das nuvens, condensação e formação de precipitação.

Realizaram-se diferenças entre as simulações das variáveis supracitadas ao passo de verificar as mudanças relativas às quais as condições das TSM gerem variabilidade climática. O método baseou-se na equação:

$$X = X_{LNAQ} - X_{ENAF} \quad (30)$$

em que, X é a diferença entre anos, X_{LNAQ} é a variável no ano LNAQ e X_{ENAF} é a variável no ano ENAF, levando em conta que se $X > 0$ valores maiores no ano em que houve La Niña e Atlântico quente, se $X < 0$ valores são maiores em anos de El Niño e Atlântico frio.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CLIMATOLOGIA DE TSM, TEOR E TRANSPORTE DE VAPOR D'ÁGUA

Analisando-se os aspectos climáticos da Temperatura Média do Mar entre as latitudes de 60°N e 60°S e longitude de 240°W e 30°E, e a relação com as anomalias anuais destas para a região do Niño 3 e Atlântico Tropical Sul (ATS) dos anos de 1973 e 1974 em que se deu um La Niña e ATS quente (LNAQ) e os anos de 1991 e 1992 o qual foram de El Niño e ATS frio (ENAF), conforme os dados de *reanalysis* do *National Center for Environmental Prediction*, têm-se.

As áreas destacadas em preto na Figura 7 mostram as localidades as quais as anomalias de TSM influenciam diretamente no clima global (WANG, 2002), devido a estas regiões serem fontes de vapor d'água para toda a atmosfera, e por localizar o ramo ascendente da célula de Hardley e serem determinante na posição da célula de Walker o que determinam a variabilidade da circulação geral da atmosfera (LIU, 1997; WANG, 2002; VEIGA et. al, 2009; MERLIS e SCHNEIDER, 2011).

Pode-se observar que existe uma região térmica elevada nas regiões próximas à linha do Equador devido à incidência dos raios solares que são maiores nesta região (VEREJÃO SILVA, 2006). No entanto, pode-se notar que na região próxima a Oceania, a área térmica passa a ser maior, isto é explicado pela presença de regiões rasas no Oceano Pacífico em que é conhecida como piscinas de águas quentes, o que faz com que a TSM nesta localidade seja elevada e haja maior quantidade de vapor d'água disponível (MILTON e EARNSHAW, 2007). No Oceano Atlântico observa-se uma zona de maior TSM semelhante ao Oceano Pacífico, é conhecida como as piscinas quentes do Caribe, situado próximo ao equador térmico, e que se estende ao Golfo do México, onde fornecem recursos para a formação de furacões nos EUA, essa região juntamente com o ATS forma um fenômeno conhecido com o Dipolo do Atlântico (ARAGÃO, 1998).

Entretanto, devido à ressurgência, observa-se no leste dos oceanos Pacífico e Atlântico, águas mais fria em relação ao oeste dos oceanos em questão. A ressurgência ocorre quando águas sub-superficiais frias dos Oceanos ascendem à superfície devido à divergência dos ventos de Sul e Sudeste na Superfície Oceânica (WALLACE e HOBBS, 2006). A Figura 7 mostra a climatologia da TSM no período de 1948 a 1998.

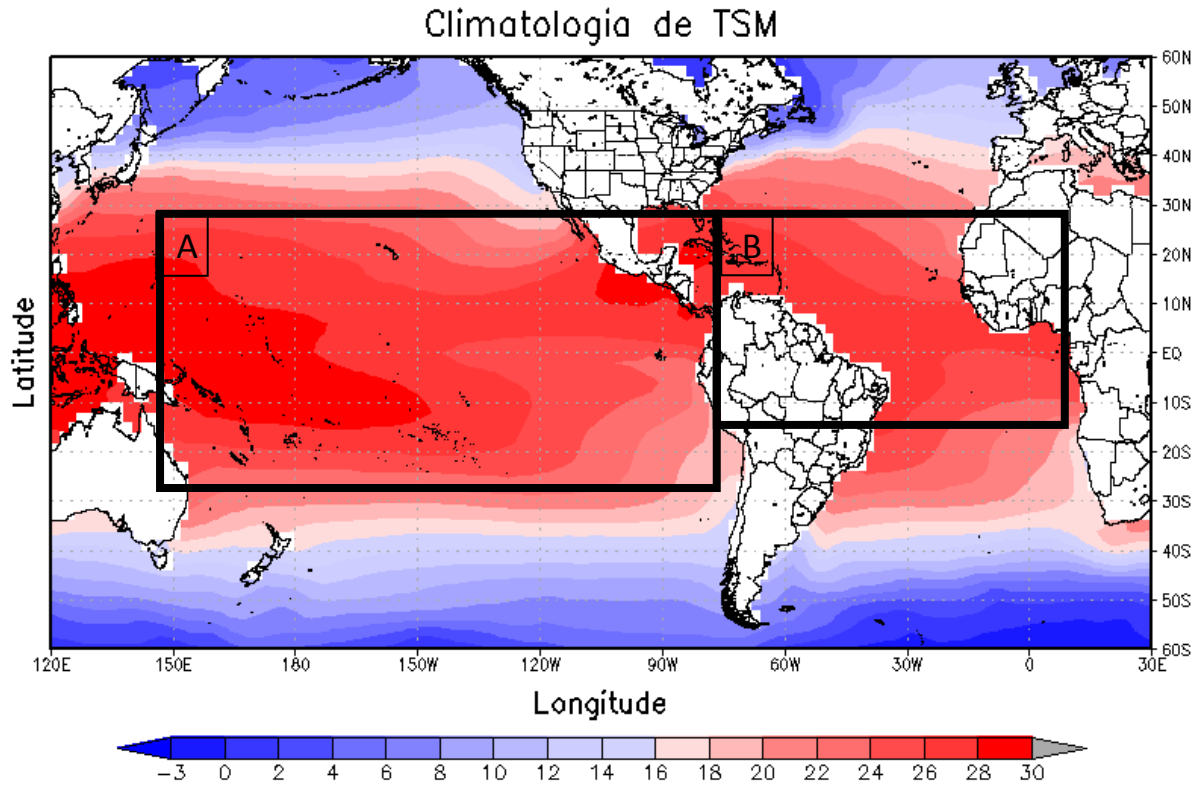


Figura 7 – Climatologia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) entre 1973 a 1992.

Com relação ao teor vapor d'água (TVA), pode-se perceber na Figura 8a que, semelhante a climatologia de TSM, os maiores valores estão dispostos na região equatorial, bem como na camada que abrange a superfície à 700 hPa com um gradiente norte-sul em direção aos polos, estes resultados estão coerentes ao discutidos em (CAVALCANTI, 2001). Verifica-se menores (TVA) em regiões que apresentaram ressurgência, tanto no Oceano Pacífico quanto no Oceano Atlântico, além de existir um intenso gradiente nas regiões subtropicais. Isto mostra que os oceanos desempenham um papel fundamental no fornecimento de vapor d'água (VPA) para estas localidades.

Observa-se ainda na Figura 8a, que nas localidades onde existam florestas tropicais, há uma quantidade considerável de (TVA) disponível na camada. Isso deve-se ao fornecimento de umidade pela evapotranspiração do bioma (BRUNO, 2004). As principais localidades onde são observadas estas características estão na Amazônia (América do Sul), floresta do Congo (África Central), e florestas das ilhas no extremo oeste do Pacífico.

A climatologia do transporte de vapor de água (TrVA) mostra, na Figura 8b que as altas subtropicais fazem um papel importante para o fornecimento de umidade para o Nordeste do Brasil. Verifica-se que os movimentos anticiclônicos nas latitudes próximas a 30°S e longitude de 15°W fornecem umidade para toda a costa leste brasileira, além de indicar um fator

determinante na posição da ZCIT junto com a alta subtropical do hemisfério norte. O TrVA de sudeste é o principal mecanismo para a formação de chuva na costa leste do nordeste, influenciando nos sistemas ondulatórios dos alísios, como as ondas de leste (OL), esta relação foi estudada anteriormente por Fernandes et al. (2006).

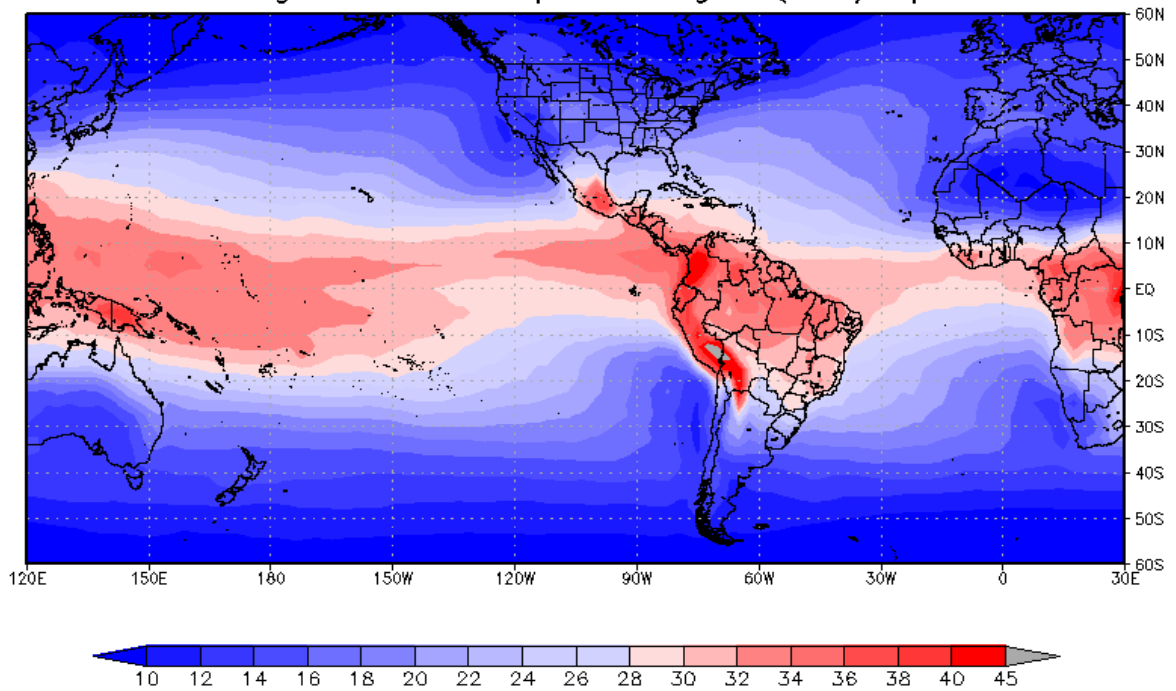
Verifica-se a importância do TrVA para indicar as regiões com maiores TVA nas questões de convergência e divergência dos ventos, como exemplo, a componente de sudeste das altas tropicais próximas as costas da América do Sul nas latitudes entre o equador e 20°S com longitude -40°W e 0°, e a componente de Noroeste na Costa Oeste Norte Americana, e na Costa Oeste do Deserto do Saara, associado com menores TSM, fazem com que o TVA sejam menores nestas regiões. Entretanto, nas localidades onde se observam as convergências do TrVA estão associadas a grandes valores de TVA, como são visto nas regiões equatoriais junto a ZCIT, nas piscinas quentes da Oceania, em que os maiores valores estão sobrejacentes a convergência, e na barlavento dos Andes.

Observa-se, na Figuras 8a e 8b, a importância da Amazônia no fornecimento, possivelmente devido aos Andes de umidade para o Centro-Oeste e Sudeste, uma componente de noroeste entre as latitudes de 10°S a 30°S e 65°W a 30°W faz com que a umidade presente na Amazônia seja transportada para estas regiões. Estes mecanismos conhecidos como esteiras transportadoras é um dos principais mecanismos no surgimento e manutenção da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), responsável pela época chuvosa no Sul da Amazônia, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (PARMEZANI et al., 1998; REBOITA, 2010).

Nota-se, na Figura 8b que a componente nordeste do TrVA do hemisfério norte na América do Sul desempenha um papel fundamental para o fornecimento de vapor d'água para o Norte e Nordeste da América do Sul, mostrando a importância da Alta Subtropical norte no mecanismo de chuvas para estas regiões, influenciando a ZCIT juntamente com a Alta Subtropical Sul (XAVIER et al. 2003; VALVERDE e MARENGO, 2008). A Figura 8 mostra climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada da superfície a 700 hPa.

a)

Climatologia Teor de Vapor de Agua (mm) Spf-700



b)

Climatologia Transporte de Vapor de Agua (mm.m/s) Spf-700

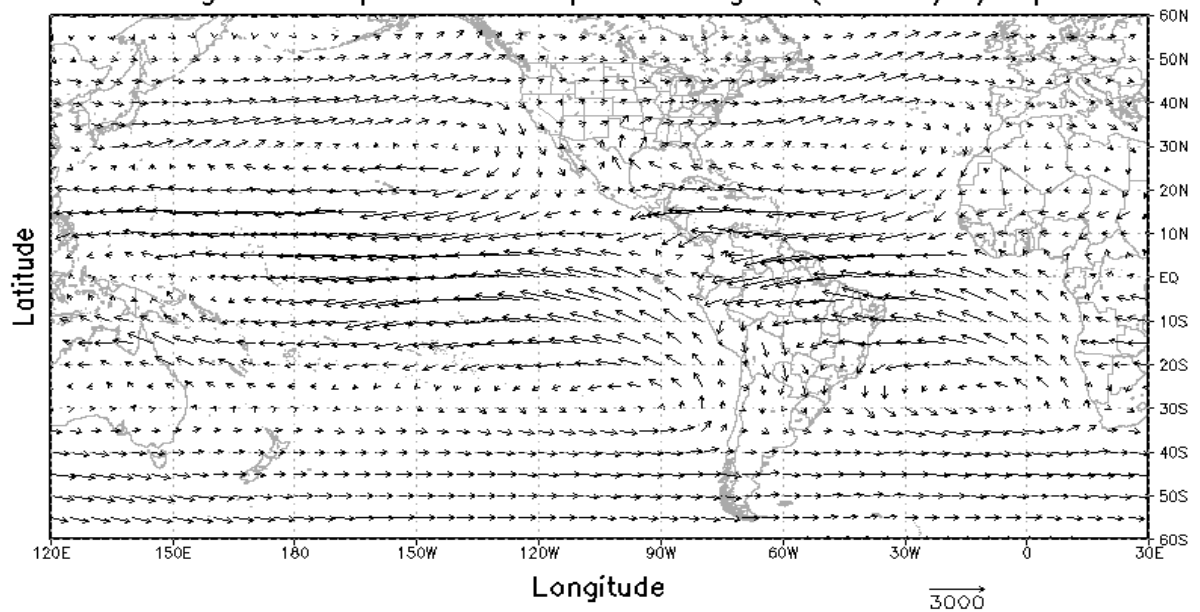


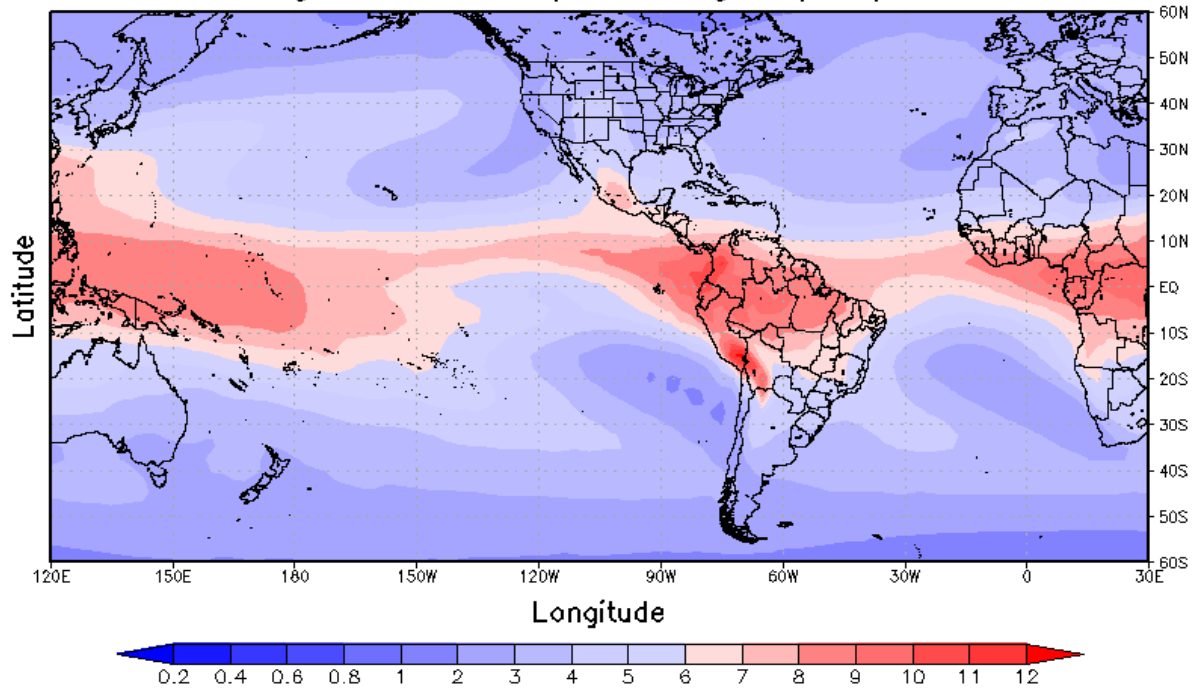
Figura 8 – Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada da superfície e 700 hPa.

Nos médios níveis troposféricos observa-se, na Figura 9a, maior TVA nas regiões em que haja florestas tropicais de grandes extensões como a floresta Amazônica e a floresta do Congo, e nas altas TSM. Os maiores valores do teor de vapor d'água nesta camada localizaram-se na Colômbia 10°N e equador, 70°W a 60°W e nos países equatoriais da África Central. Percebe-se uma diminuição do teor de vapor d'água nas regiões próximas ao centro das altas subtropicais nas regiões compreendidas entre 30°N e 30°S, sendo mais extensas onde as componentes de Sudeste no Hemisfério Sul e Nordeste no Hemisfério Norte. Na camada, os maiores valores do teor de vapor d'água localizaram-se na região compreendida entre 20°S e 20°N.

As componentes do TrVA, mostrado na Figura 9b, desintensificam com relação aos baixos níveis troposféricos, principalmente nas latitudes entre 30°S e 30°N, devido a isto, o TVA nas regiões tropicais se tornaram menos homogêneas, passando a ter núcleos com maior intensidade, como por exemplo, as piscinas quentes (Oceania), Costa Oeste da Colômbia, e Costa Oeste da África Central, esta configuração sugere que exista um fator para iniciação da convecção profunda segundo Holloway e Neelin (2008). Entretanto, houve um aumento na intensidade do transporte nas latitudes altas (acima de 30°S e 30°N), isto sugere a influência dos jatos subtropicais no TrVA. Em razão disso, nota-se um fornecimento de umidade das regiões de latitudes baixas para latitudes médias, onde há o efeito de baroclinia em que a temperatura provinda da região tropical é transportada para os pólos. Este efeito sugere um aumento de TVA em médios níveis nos sistemas subtropicais, associados com maiores atividades convectivas, porém com menores taxas de precipitação, estudados por Brown e Zhang (1997). A Figura 9 mostra Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada de 700 hPa a 500 hPa.

a)

Climatologia Teor de Vapor de Agua (mm) 700–500



b)

Climatologia Transporte de Vapor de Agua (mm.m/s) 700–500

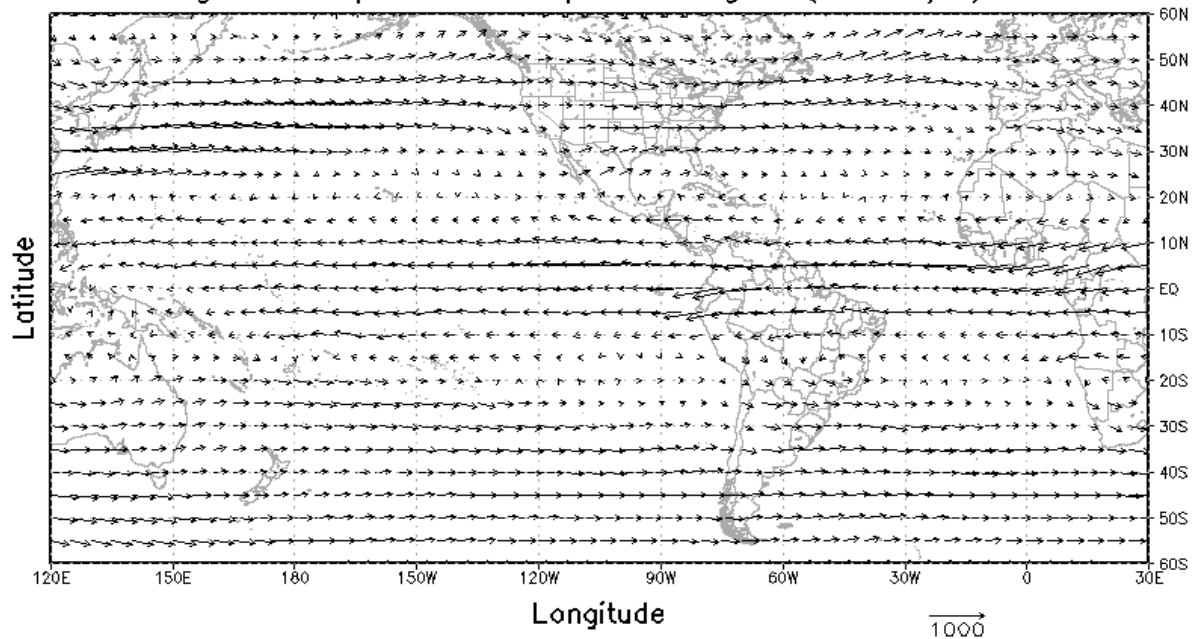


Figura 9 – Climatologia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa.

Observa-se, em destaques na Figura 10a, na climatologia de vapor d'água em altos níveis que existem três localidades com um alto teor de umidade, a Floresta Amazônica, a Floresta do Congo e as Piscinas de água quente da Oceania. Sugere que estas regiões são de fundamental importância no fornecimento do vapor d'água em todas as camadas da atmosfera, e que são as principais fontes de vapor d'água para toda a região do globo. Estas localidades são fontes de vapor d'água em altos níveis devido a sua temperatura e pela capacidade de convecção profunda que faz com que o vapor d'água seja transportado para altos níveis. Estudos realizados por Solomon (2010) mostram que as atividades convectivas profundas devido a estas propriedades, fornecem umidade para regiões estratosféricas, influenciando no efeito estufa terrestre.

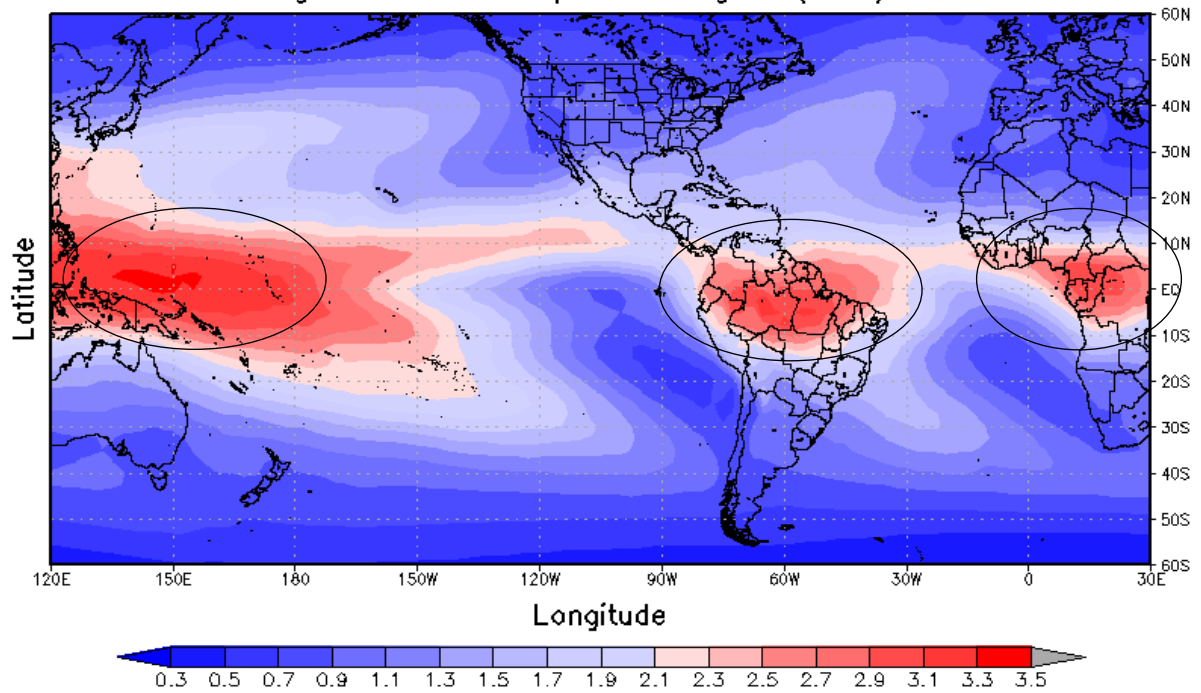
Percebe-se, que para o transporte de vapor d'água em altos níveis, a intensificação da componente de oeste nas médias e altas latitudes, mostrando a influência dos jatos de altos níveis, para o TrVA nos altos níveis das baixas às altas latitudes, outrora mostrado nos baixos níveis da atmosfera. Observa-se, nas regiões tropicais, uma desintensificação do TrVA no entanto, verifica-se componente de leste nas piscinas de água quente da Oceania, na Amazônia e na floresta do Congo. O efeito da baroclinia se mostra mais visível em altos níveis, em que as regiões onde existe maior TVA fornecem VPA para as altas latitudes, ocasionando propriedades que influenciam a convecção nas regiões subtropicais e de altas latitudes, mostrados em Hopper Jr (2009). A Figura 10 mostra Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada de 500 hPa a 300 hPa.

Observou-se que existem gradientes norte-sul no TVA que estão justapostos aos gradientes de TSM, mostrando que a ligação entre ambos estão interagindo da baixa a alta atmosfera, além do mais, existem maior disponibilidade de vapor d'água onde são registrados maiores TSM e nas localidades em que estão presentes as florestas tropicais. Estas áreas correspondem ao grande potencial convectivo, além dos principais locais de fornecimento de vapor d'água dos trópicos para altas latitudes.

Ainda, foi observado que existe maior disponibilidade do TVA em baixos níveis, correspondendo ao maior acúmulo de toda a troposfera e que existe uma queda abrupta no teor nos médios e altos níveis. Vale salientar o papel fundamental do TrVA nas configurações de maior TVA no globo, pode-se perceber que nas regiões de convergências existem maiores TVA e em regiões em que estão presente divergência, menores valores de TVA.

a)

Climatologia Teor de Vapor de Agua (mm) 500–300



b)

Climatologia Transporte de Vapor de Agua (mm.m/s) 500–300

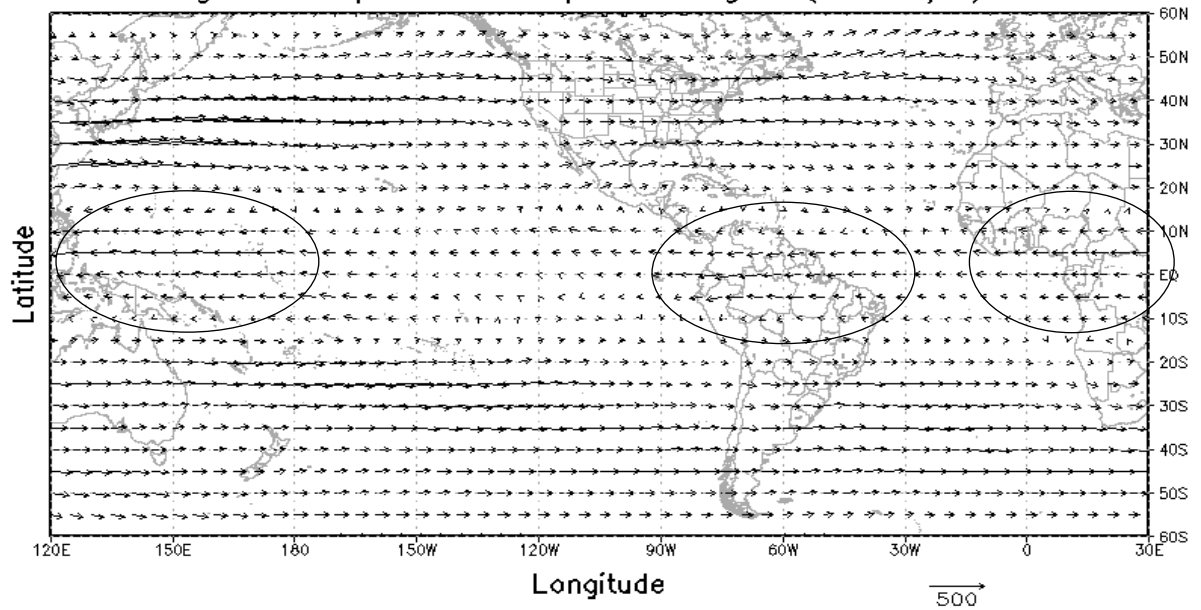


Figura 10 – Climatologia do teor (a) e do transporte (b) vapor d'água na camada de 500 hPa a 300 hPa

4.2. ANOMALIA EM ANO DE LA NINA E ATS QUENTE

Na Figura 11 verificam-se temperaturas abaixo da média na Região Equatorial do Pacífico desde a Costa da América do Sul até 160°E. Observa-se anomalias positivas no Pacífico Sul numa extensão da Austrália a 90°W, Atlântico Sul, este com maiores valores de anomalias nas latitudes entre a linha do Equador a 20°S, Oeste da China e Rússia, e no golfo do México. As características resultam em um evento de La Niña Forte, conjunto com uma anomalia positiva no oceano tropical sul. A Figura 11 mostra as anomalias de TSM ocorridas no período de 1973 a 1974.

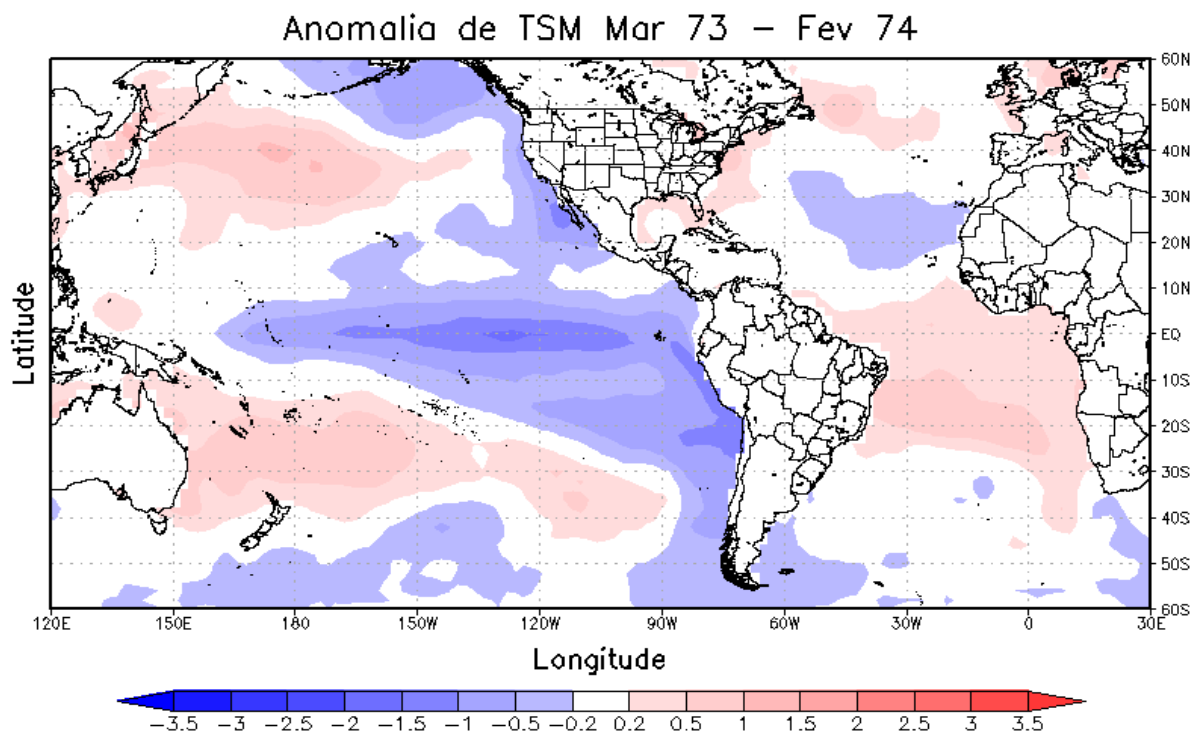


Figura 11 – Anomalia da temperatura (°C) da superfície do mar no período de 1973 a 1974.

Para o campo de anomalia do TVA em superfície no período de LNAQ (Figura 12a), percebe-se anomalias negativas no Pacífico equatorial, com menores valores localizados entre 10°S e 10°N de latitude e 150°W a 120°W, em que compreende os máximos valores de anomalias negativas de TSM, e ainda observa-se divergência no transporte de vapor d'água, na Coste Oeste da América do Sul, exceto na Costa do Peru, onde é possível verificar convergência de umidade para esta Região Atlântico Tropical Norte, e Deserto do Saara (Figura 12b).

Nota-se que as localidades em que há anomalias positivas do TVA, possuem as componentes dos transportes convergentes como é o caso da Oceania e Região entre 150°W e

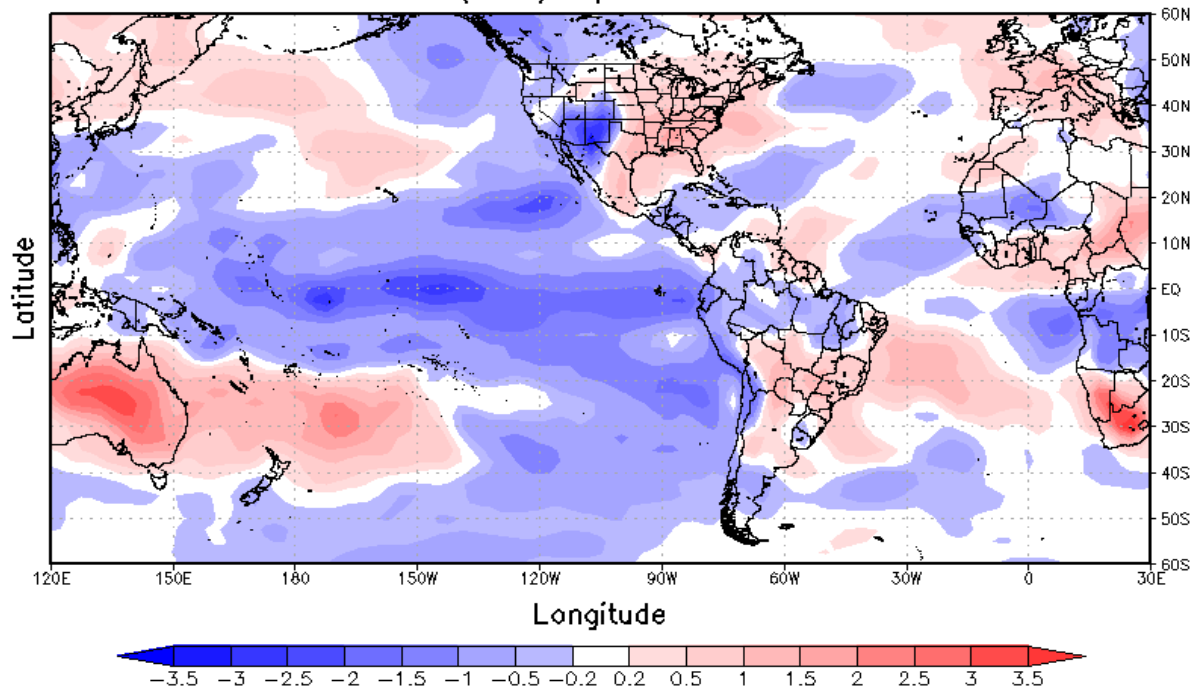
120°W de longitude, Costa Oeste da América Central e Continente Sulamericano. Ainda, verifica-se que o alto/baixo TVA depende da origem das componentes do transporte, como observado na latitude de 60°S a 40°S e longitude de 180°W a 90°W, em que o lado ocidental transporta menor quantidade de VPA que o lado oriental, implicando que as configurações de anomalia, além da TSM, tem influência direta do transporte de vapor d'água zonal e meridional.

Na América do Sul, destaca-se a maior intensidade na componente de nordeste próximo a linha do equador, mostrando, na Figura 12b, que nesse período houve um movimento anômalo para Sul da ZCIT. Este gradiente foi influenciado pela anomalia positiva no ATS, o que favorece o fornecimento de umidade para esta região e empurrando a ZCIT para o Norte e Nordeste do Brasil, resultado semelhante a Parmezane et al. (1998), o que mostra uma forte ligação entre a TSM do ATS e La Niña com o período chuvoso anual do NEB.

Observa-se no Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, movimentos anti-ciclônicos junto com anomalias positivas do teor de vapor d'água na região localizada entre 10°S e 30°S com 60°W a 30°W, pode indicar que a posição das Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) posicionaram centralmente no Centro-Oeste e Sudeste Brasileiro, indicando o desfavorecimento da convecção e das chuvas na Região Sul do Brasil, onde a esteira transportadora teria menores influências. Resultados semelhantes foram encontrados em Cataldi (2010). A Figura 12 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da superfície a 700 hPa, no período de 1973 a 1974.

a)

Anomalia de TVA (mm) Spf-700 mar 73 – fev 74



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) Spf-700 mar 73 – fev 74

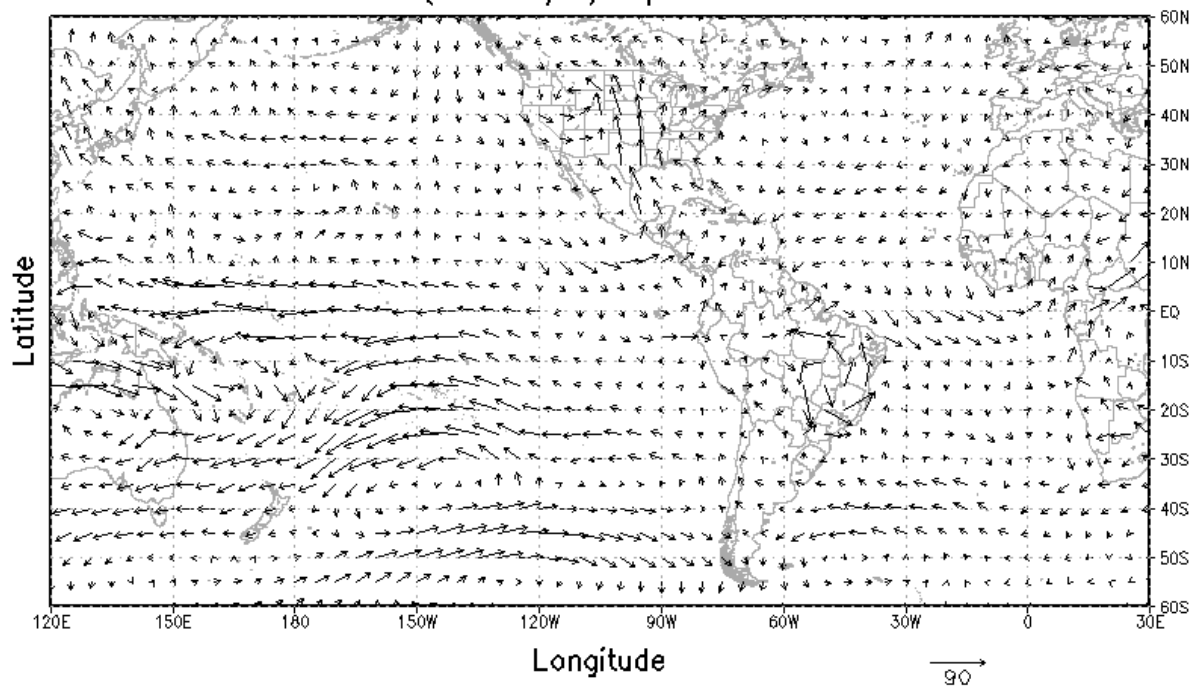


Figura 12 – Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da superfície a 700 hPa, no período de 1973 a 1974.

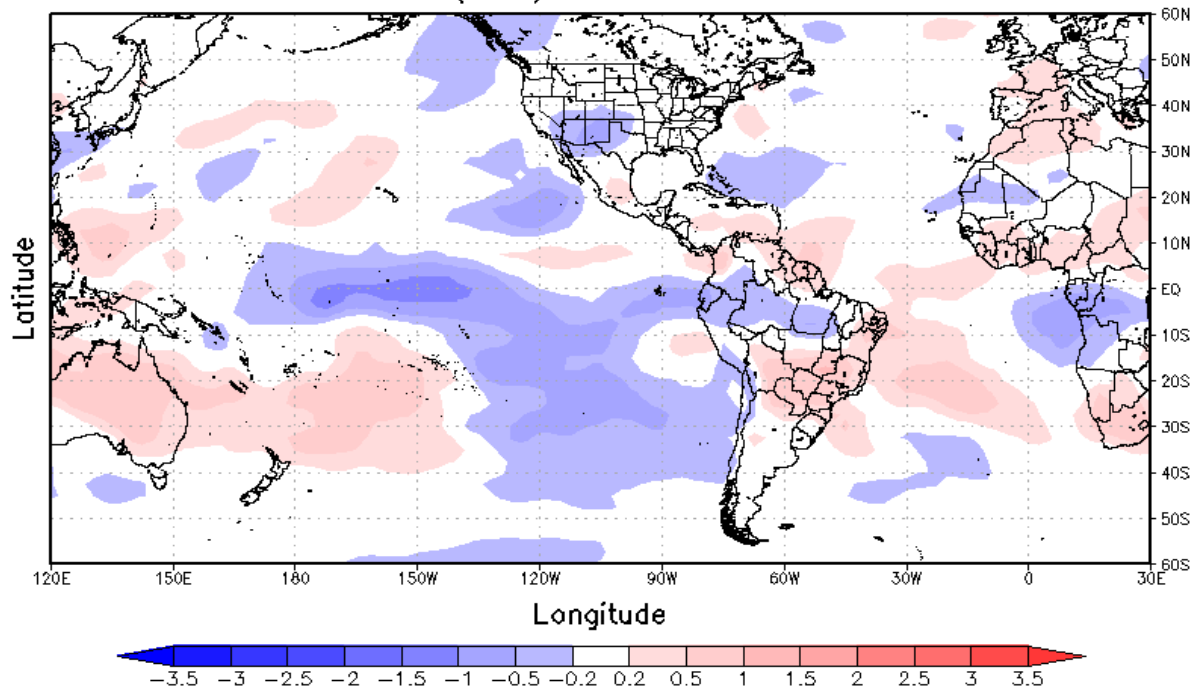
Nos níveis médios troposféricos observa-se, na Figura 13a, a existência de anomalias no TVA intensos tanto negativos quanto positivos associadas as anomalias de TSM. observa-se que existem anomalias negativas na Amazônia, e positiva na região central do Brasil, região na qual houveram movimentos anticiclônicos em baixos níveis. Observam-se anomalias positivas no TVA na Região Sul do País devido a evapotranspiração, e o ATS devido ao aquecimento anômalo da superfície oceânica nesta região e, na região Central do Brasil, devido a uma possível realimentação de VPA atmosférico, em que Nobrega et al. (2004), mostra que maiores realimentações de VPA ocorrem nestas regiões.

Na faixa equatorial do Atlântico houve uma redução da magnitude da componente de nordeste, mostrado na Figura 13b, porém uma intensificação da componente de sudeste entre os estados da Bahia e Alagoas. No Pacífico leste observou-se componente de leste próximo a costa da América do sul, que se estende até a Amazônia, no Pacífico Central e Pacífico Oeste, observou componente de leste. Esta configuração, associada com anomalias positivas de TSM podem gerar maior transporte de TVA para o NEB, explicando o possível aumento no TVA para a região da costa leste do NEB.

Averigua-se, na Figura 13b em destaque, que o transporte anticiclônico de VPA foi o principal responsável pela anomalia positiva de vapor no centro-oeste do Brasil, o que faz com que transporte a umidade da Amazônia e fique retida na região central do País. examina-se que o transporte de leste do Pacífico no período de La Niña favorece um menor TVA no Noroeste da América do Sul, estes resultados podem está associados com menores precipitações ocorridas nestas localidades como verificado por Gomes (2006), e pode ser explicado pela intrusão de ar seco vindo do Oceano Pacífico como pode ser observado na Figura 13b. A Figura 13 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da 700 a 500 hPa, no período de 1973 a 1974.

a)

Anomalia de TVA (mm) 700–500 mar 73 – fev 74



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) 700–500 mar 73 – fev 74

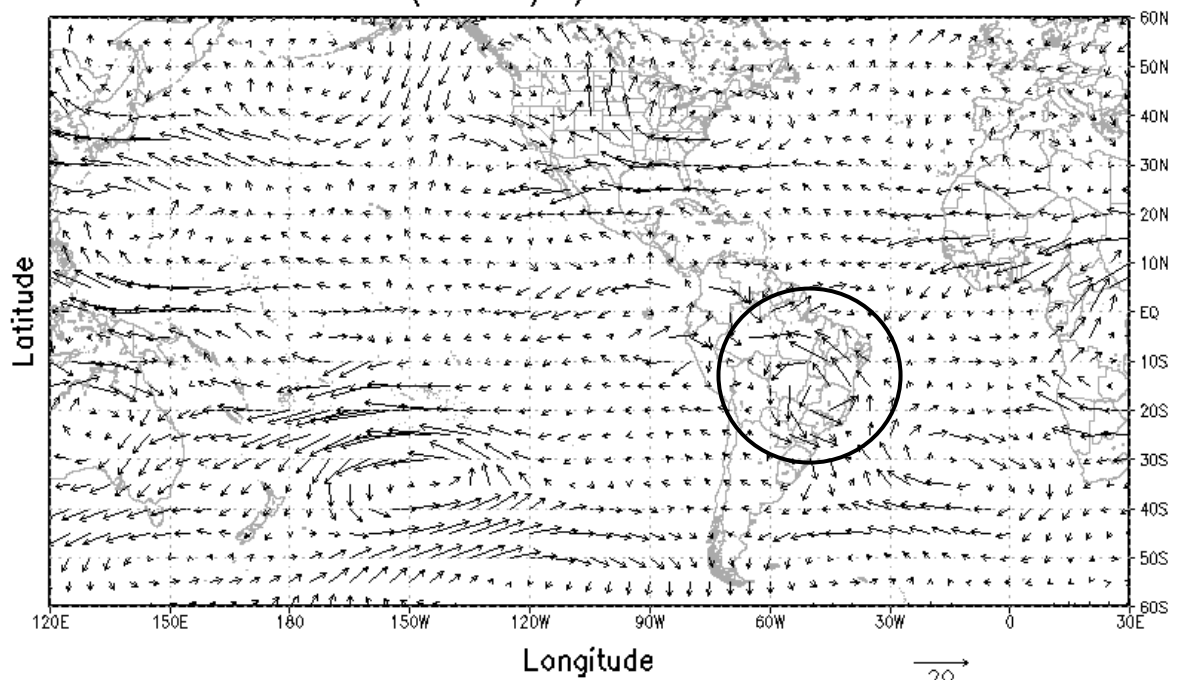


Figura 13 – Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa, no período de 1973 a 1974.

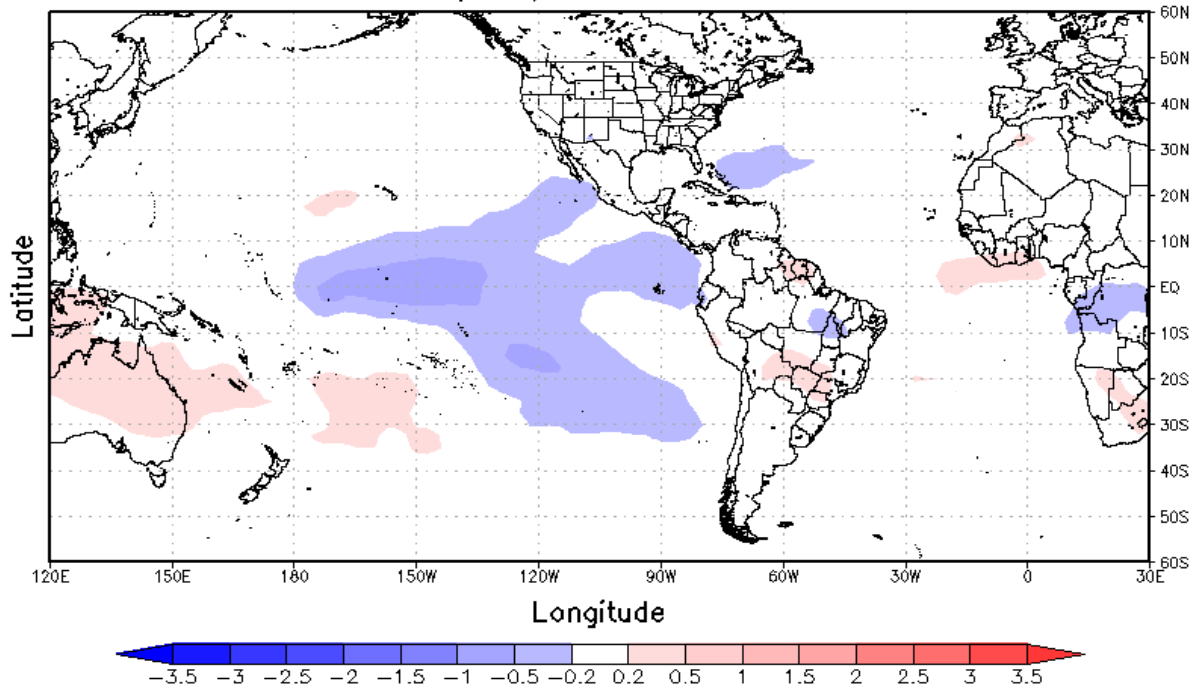
Observa-se, na Figura 14a, que para a camada em altos níveis troposféricos, que há núcleos de TVA positivos na Oceania e na América do Sul Central em comum a estas regiões existe o fator do TrVA que advecta o VPA de regiões com maior TVA para outras regiões, assim, sugerindo que as anomalias positivas sofrem influencia da advecção de umidade como um papel fundamental no fornecimento de vapor.

Nas regiões em que se encontram com anomalias negativas de TSM, pode-se observar a existencia de anomalias negativas no TVA, bem como observa anomalias positivas quando verifica-se o oposto. Quando o TrVA se dá de regiões mais frias para o continente, como verificado no continente Asiático, e na América do Sul, mostra anomalias negativas no TVA.

Diferentemente dos níveis abaixo, o TrVA mostrado na Figura 13b, não registrou movimentos anômalos anticiclônicos no Brasil entre 10°S e 30°S, porém, na região do NEB os o TrVA teve componentes anômalas de nordeste, indicando uma possibilidade de empurrar a ZCIT para regiões mais a sul de sua climatologia. A Figura 14 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da 500 a 300 hPa, no período de 1973 a 1974.

a)

Anomalia de TVA (mm) 500–300 mar 73 – fev 74



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) 500–300 mar 73 – fev 74

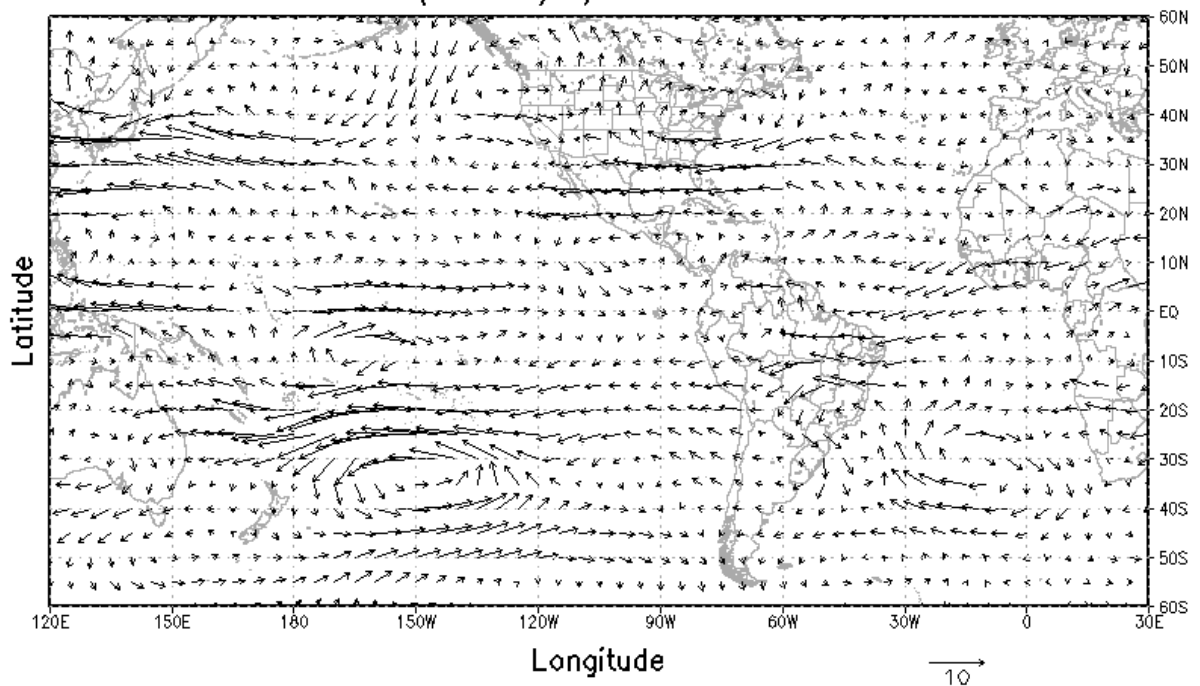


Figura 14 – Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de 500 a 300 hPa, no período de 1973 a 1974.

4.3. ANOMALIA EM ANO DE EL NINA E ATS FRIO

No ano de 1991 e 1992, observou-se o pacífico equatorial com TSM acima da climatologia com maiores valores na região entre 120°W a 150°E na linha do equador, e apresentou-se, também, anomalias negativos de TSM no Atlântico, ao norte da América do Sul, e na ATS. O período selecionado correspondeu ao período de El Niño forte e ATS fria. A Figura 15 mostra as anomalias de temperatura da superfície do mar do período entre setembro 1991 e agosto 1992.

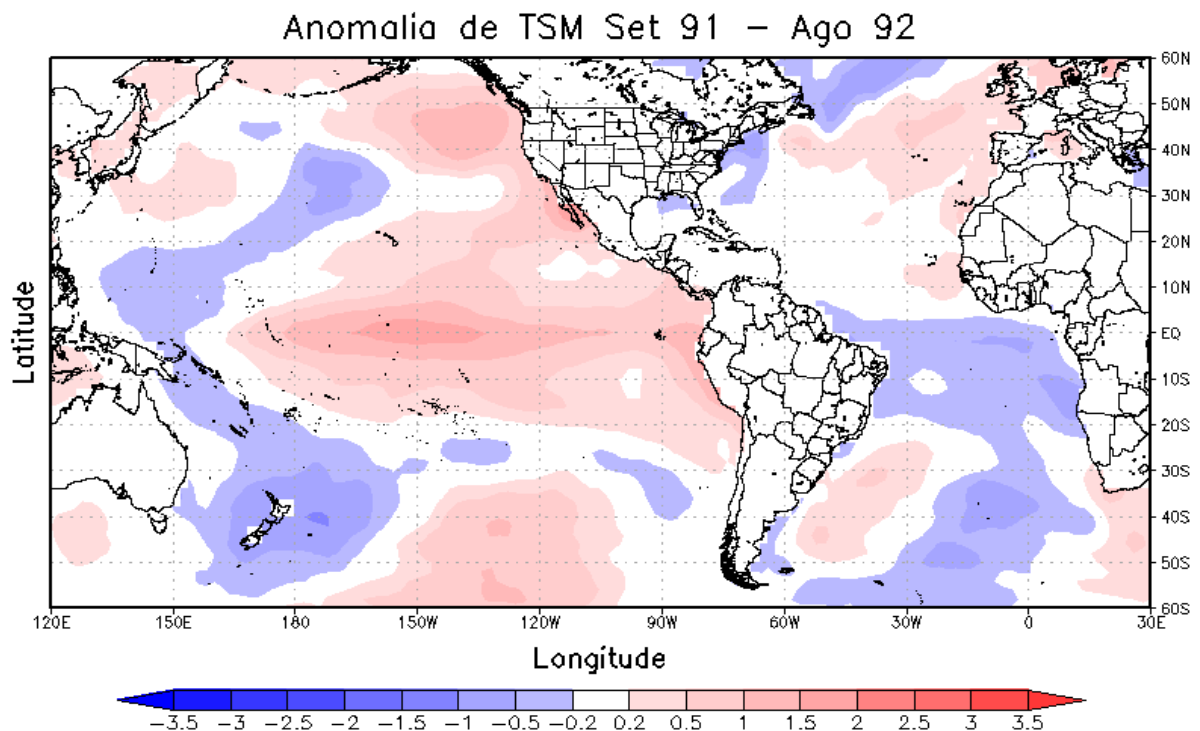


Figura 15 – Anomalia da temperatura (°C) da superfície do mar no período de setembro 1991 a agosto 1992.

Observa-se, na Figura 16a, que o setor leste do NEB possui uma anomalia negativa no teor de vapor d'água, isto mostra a dependência desta região com as anomalias de TSM do ATS como mostrado por Aragão (1998) e Fernandes et.al. (2006). Já no semiárido, pode-se verificar anomalias positivas no teor de vapor d'água, o que indica que para o período de ENAF, esta região seja fonte de VPA, retidos na atmosfera pelo aquecimento de toda a coluna de ar na atmosfera, como sugerido por Freire et al. (2011), em que associam a subsidência como um dos fatores principais para este resultados.

Percebe-se anomalias do TVA na maior parte da região amazônica, exceto no centro, que há uma anomalia negativa na região. Esta configuração pode estar associada com a evapotranspiração da floresta Amazônica como mostrado por Bruno (2004). Os movimentos

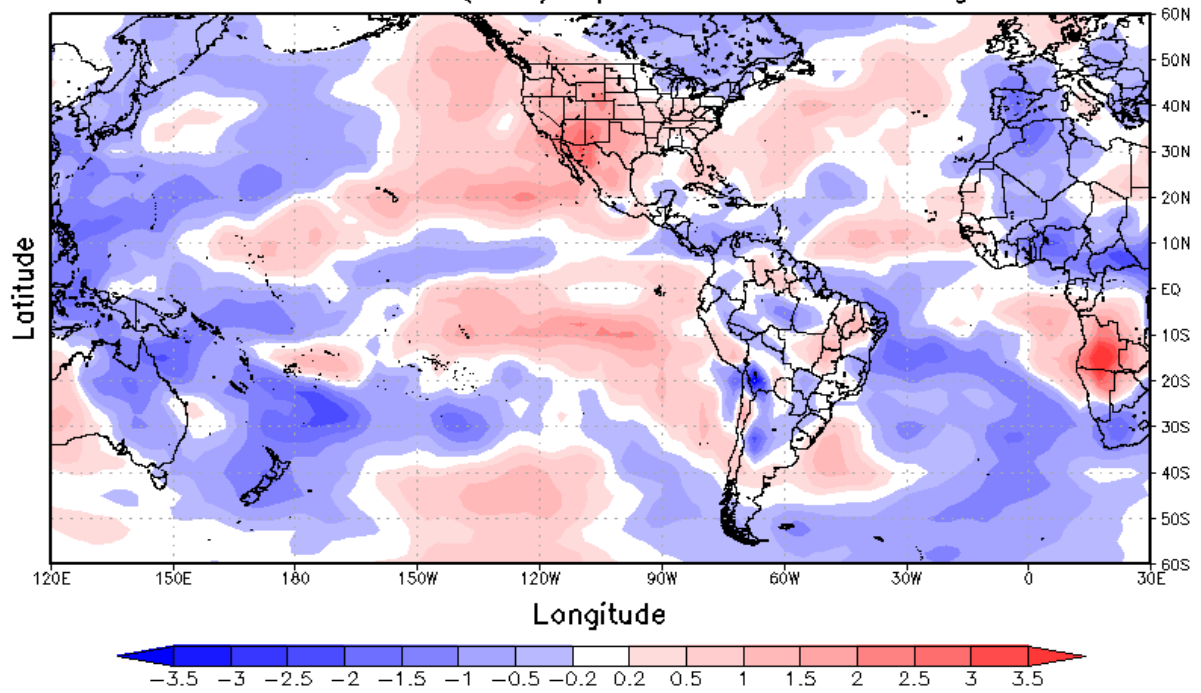
ciclônicos anômalos fizeram com que exista uma componente maior da esteira transportadora da Amazônia para o sul do País, isso fazendo com que, oposto ao LNAQ, a região sul tenha a atuação da ZCAS e maiores taxas de precipitação, como afirmado em Parmezani et al. (1998) e posteriormente por Reboita (2010).

Observa-se na Figura 16b, uma forte componente de oeste no oceano pacífico central, que tem origem na região próxima a oceania, nas latitudes de 10°N e longitudes de 150°W a 90°W , isto mostra que existe um possível deslocamento nas componentes horizontais do vento, indicando que a célula de Walker tenha sido deslocada para leste do Pacífico, como mostrado em Veiga et al. (2009). Porém, não observa-se na região, anomalias positivas do TVA, o que sugere que a anomalia de TSM negativa na região da Oceania, junto com o transporte de Oeste, advecta ar mais seco para a região central do Pacífico, transportando o vapor d'água para latitudes acima, o que explica as anomalias positivas nas regiões adjacentes à norte e à sul no Pacífico Equatorial.

Nota-se (Figura 16b), a presença de anomalias de sudeste do TrVA na região do Atlântico tropical, o que indica, junto com TSM maiores do Atlântico Tropical Norte (ATN) o posicionamento mais a norte da ZCIT, mostrando um contraste com os resultados obtidos com LNAQ e como mostrado por Xavier et al. (2003) e Valverde e Marengo (2009). Vale salientar o contorno em que a anomalia do TVA fez quanto a anomalia de TSM, fazendo com que os maiores valores de anomalia do TVA sobrepoja as anomalias de TSM positivas. A Figura 16 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da superfície a 700 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.

a)

Anomalia de TVA (mm) Spf-700 set 91 – ago 92



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) Spf-700 set 91 – ago 92

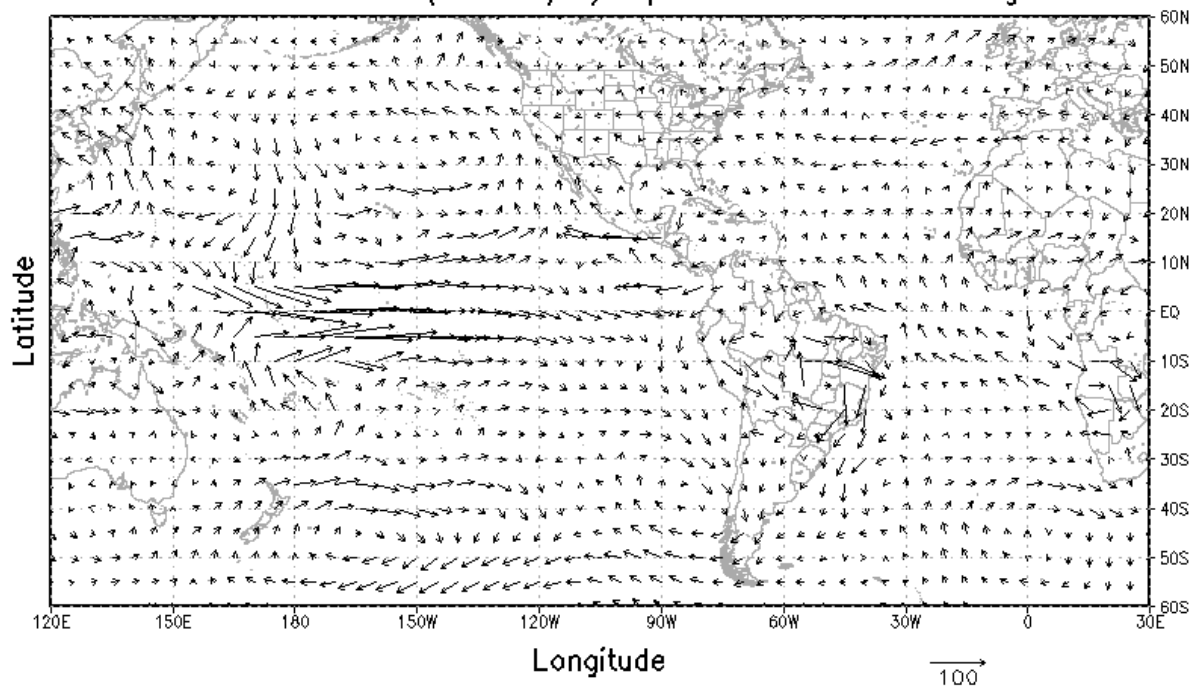


Figura 16 – Anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada de superfície a 700 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.

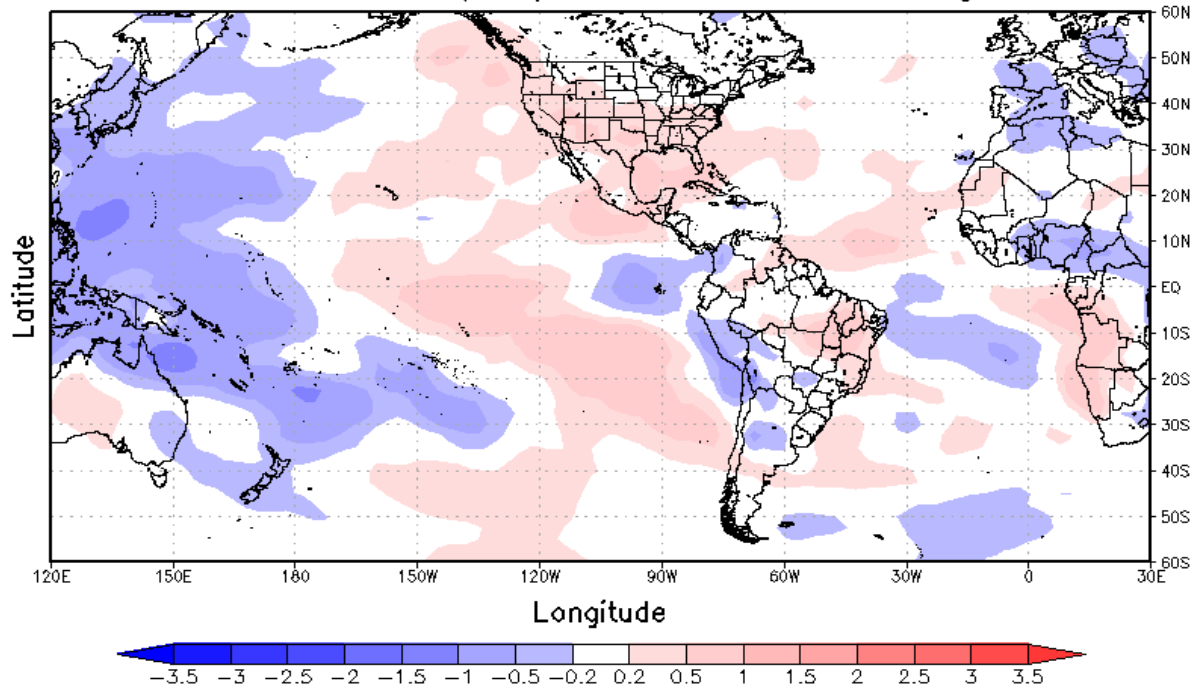
Verifica-se anomalia positiva do TVA na região equatorial Sul do Pacífico entre as longitudes 145°W e 115°W, bem como nas latitudes 10°N e 10°S, além de toda extensão ocidental, exceto nas regiões 100°W a 90°W e 10°N a 10°S. Observa-se regiões de anomalias negativas do TVA tropical do Oceano Atlântico, entre 0° e 20°S de latitude com 30°W a 0° de longitude, justaposto as anomalias negativas de TSM nesta localidade. Percebe-se anomalias positivas na costa oeste da América Central à Costa Oeste da América do Norte. Nota-se que a Amazônia, no período de La Niña, houveram anomalias negativas no TVA, enquanto El Niño possui anomalias positivas do TVA ambos em médios níveis, isto pode estar relacionado com a variação de temperatura contrastantes nos anos de ENOS.

Entende-se, na Figura 17b, componentes de Oeste no Pacífico Equatorial permanentes em médios níveis, o que indica que a célula de Walker mais a leste, ainda, pode-se verificar que os vetores de Noroeste no Hemisfério Sul e de Sudoeste no Hemisfério Norte, coincidem com as áreas onde há máximo teor de vapor d'água no Pacífico Leste. Este tipo de configuração do movimento no Pacífico é característico em anos de El Niño, em que os ventos de oeste transportam águas relativamente mais quentes de oeste para leste, esfriando a superfície na Região da Oceania e esquentando o Pacífico Central. Semelhante, as anomalias de TVA acompanham a variabilidade de TSM em ambos os períodos. Entretanto, onde se observaram anomalias negativas de TVA, detectou-se divergência do TrVA como mostrado na Figura 17b em destaque.

Nota-se que existe a presença de movimentos ciclônicos em médios níveis, mostrado na Figura 17b, semelhante aos baixos níveis, o que pode sugerir a intensificação da Alta da Bolívia. Os resultados mostram que com a anomalia do TrVA na Amazônia para leste favorece o transporte de umidade para sul e sudeste, a presença de uma anomalia ciclônica do TrVA induz a convecção nesta localidade, os resultados coincidem com as análises obtidas por Grimm (2000). A Figura 17 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da 700 a 500 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.

a)

Anomalia de TVA (mm) 700–500 set 91 – ago 92



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) 700–500 set 91 – ago 92

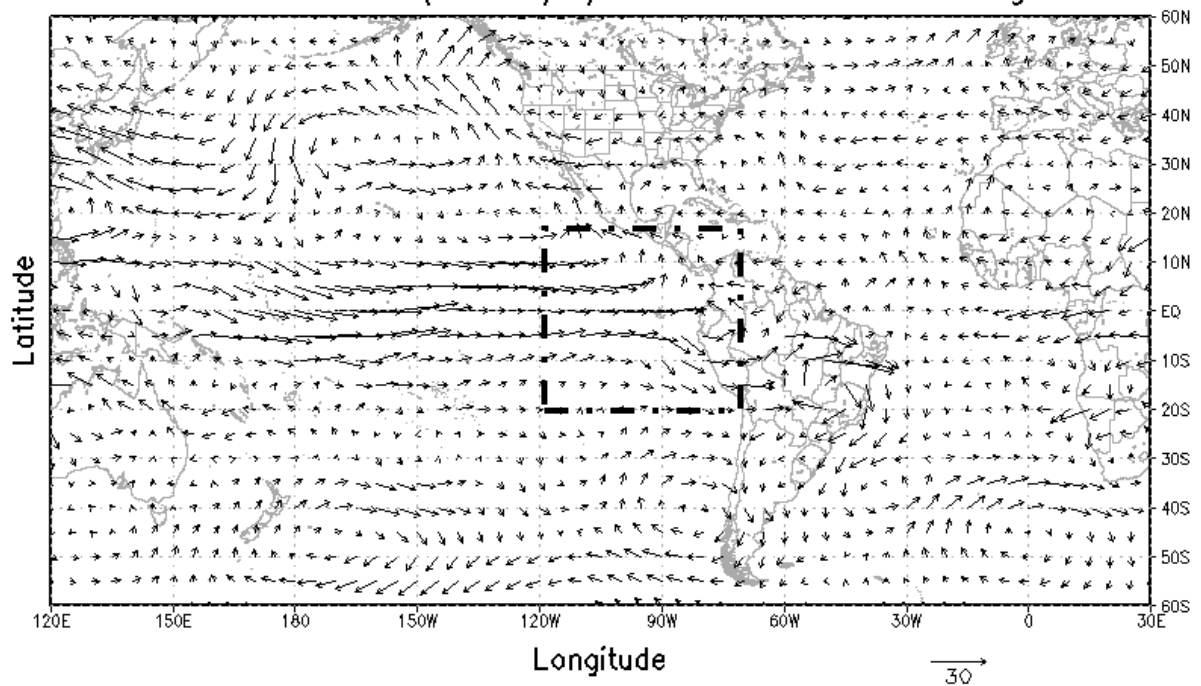


Figura 17 - Anomalia do teor e transporte de vapor d'água na camada de 700 a 500 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.

Notam-se em altos níveis na Figura 18a, anomalias negativas do TVA no Pacífico Ocidental, e positivo no Pacífico Oriental e Sertão Nordestino. No Pacífico Oeste foi encontrado anomalia negativa de TSM o que indica que exista menor fornecimento de VPA nesta região, além disto, observam-se movimentos ciclônicos em altos níveis, indicando regiões de subsidência.

Na Região Equatorial Leste do Pacífico o aquecimento anômalo da superfície, que geram maior convecção nesta região segundo Kurschanski (2008), fazem com que haja alimentação da alta troposfera devido às fortes ascendências de ar úmido mostrado por Solomon (2010). Entretanto, as regiões Amazônica e Semiárido Nordestino encontram-se com anomalias positivas do TVA devido a advecção de ar úmido provindo da Amazônia, como observado nas componentes anômalas de leste, fornecendo VPA para a região, como mostrado por Brown e Zhang (1997).

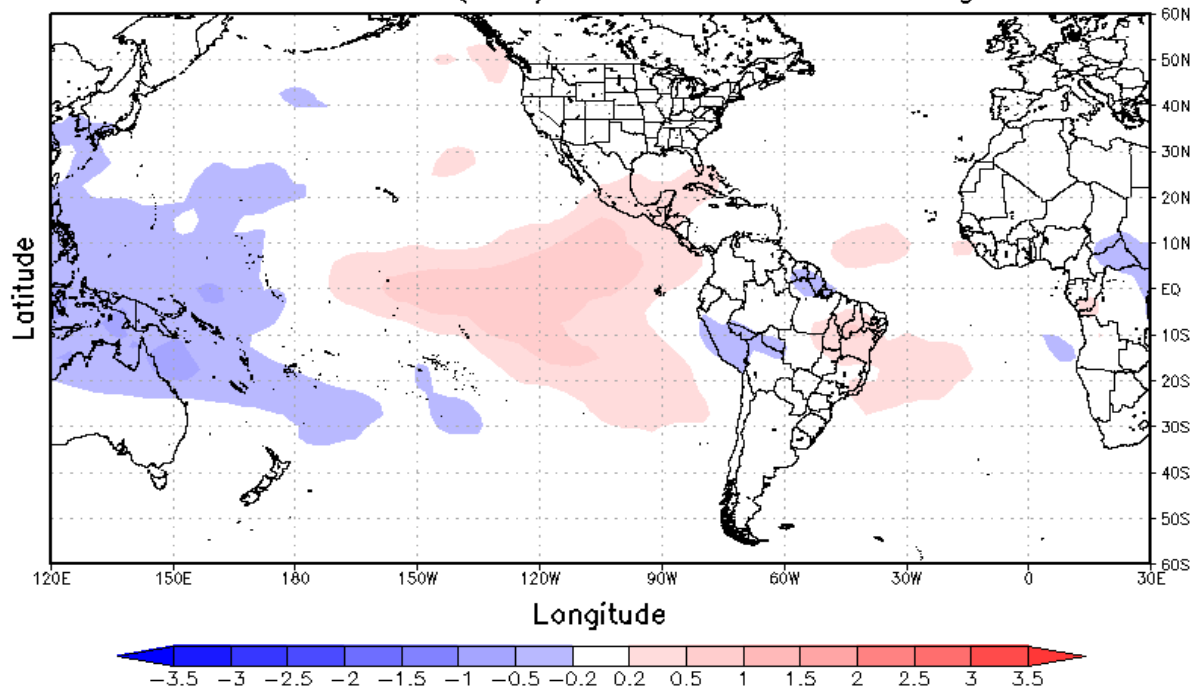
No campo de TrVA, verificam-se anomalias de oeste da Amazônia para o Nordeste Brasileiro, indicando um padrão inverso ao do ano em que foi registrado La Niña, mostrando assim uma característica padrão em diferentes anos de ENOS e suas influências no vapor d'água, visto que as anomalias de TVA em anos de La Niña se deram negativas enquanto que em anos de El Niño se mostraram positivas. A Figura 18 mostra a anomalia do teor (a) e do transporte (b) de vapor d'água na camada da 500 a 300 hPa, no período de 1991 a 1992.

Examinou-se, que comparando os anos de LNAQ e ENAF, a inversão das componentes do vento próximas ao equador, garantindo as influências dos ENOS e da TSM do ATS no posicionamento dos sistemas tropicais como a ZCIT e as Ondas de Leste. Os indícios de variabilidade entre a TSM e o TVA se mostra na costa do NEB, em que nos anos que se mostraram anomalias positivas na temperatura do ATS o TVA revela-se positivo, encontrando valores contrário quando se tem as condições de anomalias negativas de TSM no ATS.

Outro aspecto importante é o fato de haver anomalias ciclônicas na região central do Brasil em anos de ENAF e anticiclônico em anos de LNAQ, isso mostra um padrão que se constitui o TrVA em ambos os anos, ainda, aparece que as anomalias positivas de TVA acompanham a vanguarda dos movimentos anômalos, relacionando com a advecção de temperatura e umidade propostos por Fedorova (2001) e Holton (2004). Vale salientar que a Costa Leste do Nordeste despontou-se com padrões diferentes do semiárido nordestino, o que pode ser explicado pela maior influência da TSM do ATS para o litoral, enquanto que os padrão no semiárido corresponde a variabilidade do Pacífico.

a)

Anomalia de TVA (mm) 500–300 set 91 – ago 92



b)

Anomalia do TrVA (mm.m/s) 500–300 set 91 – ago 92

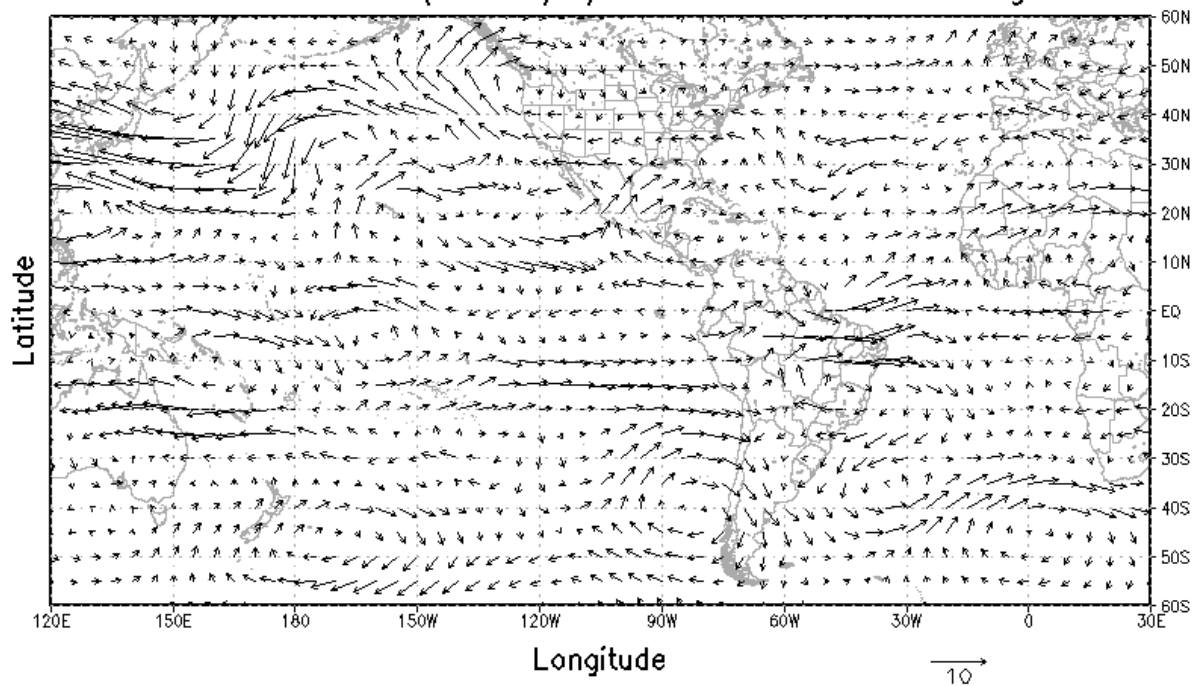


Figura 18 – Anomalia do teor e transporte de vapor d'água na camada de 500 a 300 hPa, no período de setembro/1991 a agosto/1992.

4.4. ANOMALIAS TRIMESTRAIS

No intuito de verificar a influência da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico na sazonalidade, foram realizadas análises trimestrais do teor e do transporte de vapor d'água para a América do Sul, ao passo de se identificar as principais características das anomalias que ocorrem nestes períodos.

4.4.1. Dezembro – Janeiro – Fevereiro

Observa-se na Figura 19a, o La Niña já bem desenvolvido no Oceano Pacífico, anomalias de TSM na faixa equatorial da Costa Oeste da América do Sul à Oceania e no Atlântico Sul, anomalias de TSM quente no Pacífico Noroeste e no Atlântico Norte. Verifica-se que para o período de dezembro (1973) a fevereiro (1974) o Oceano Atlântico Tropical mostrou-se anomalias de TSM negativas. Observam-se na Figura 19, anomalias de TSM quente na região entre 120°W de longitude à Costa Leste da Oceania, entretanto, nota-se a presença de uma ressurgência na Costa Leste da América do Sul. No Atlântico ressalta-se anomalias negativas de TSM, incluindo a Costa Norte da América do Sul nas latitudes de 10°N ao Equador. A Figura 19 mostra as anomalias de TSM para o período de dezembro a janeiro de 1973 e 1974(a) e 1991 e 1992(b).

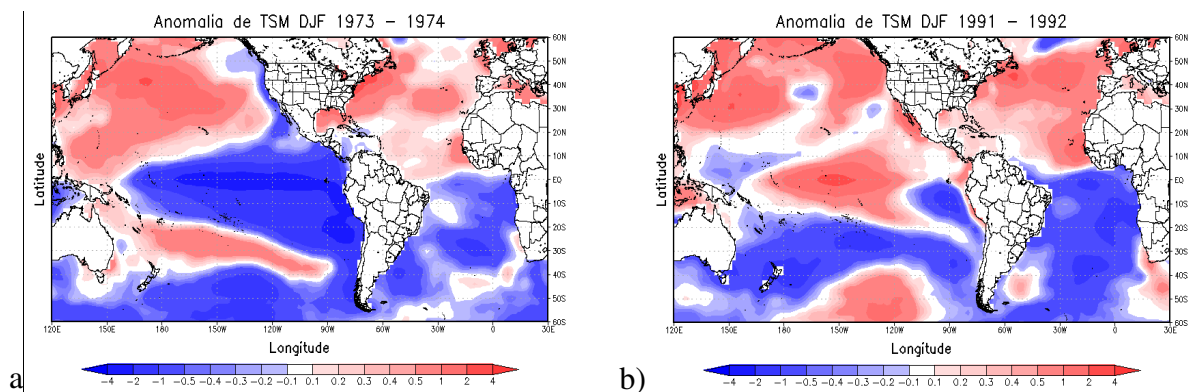


Figura 19 – Anomalia de TSM (°C) para o trimestre de dezembro, janeiro e fevereiro nos anos de: (a) 1973 e (b) 1992.

Nota-se na Figura 20a, a presença anomalias negativas do TVA na Amazônia no período de La Niña, além de uma componente do transporte a Sul desta Região para o Centro Oeste e Sul do Brasil, onde se percebe anomalias positivas do TVA. Os resultados obtidos mostram uma tendência contrária ao estudado, em que mostra anos de La Niña com valores maiores de TVA (CAVALCANTI, 2011), estando associado com gradiente de Norte no

Atlântico como sugerido por Bezerra e Cavalcanti (2004). O transporte no setor entre o equador e 20°S não registrou anomalias relevantes para este período, que indica que o transporte obedeceu à climatologia do trimestre. A região nordeste registrou anomalia do TVA positiva no setor leste do nordeste, esta, sobrejacente às águas quentes do Atlântico observadas na Figura 20a.

A Figura 20b mostra que para a Amazônia foram encontradas anomalias positivas do vapor d'água, diferente do ano de La Niña, é possível averiguar TrVA das regiões mais a norte para as localidades onde se verificou anomalias positivas, portanto, uma possível explanação se dá sobre a advecção de VPA das regiões a norte, em que observa-se TSM anômala positivas, para estas áreas conforme descrito por Rouault et al. (2002), onde mostra que a componente do vento do oceano advecta ar úmido em baixos níveis, sendo assim uma explicação para as anomalias de VPA encontrados. Outra explicação se baseia em uma possível anomalia positiva de temperatura, o que ocasiona maior capacidade de reter VPA na atmosfera, como mostrado em Gilbert (2010).

No Centro-Oeste e Sudeste do País observaram, na Figura 20b, anomalias positivas de TVA, no Semiárido Nordestino e na Região Sul do País. Onde se examinou ressurgência, na Costa Oeste da América do Sul, devido às anomalias de Sul do TrVA, observa-se anomalias negativas de TVA. A Figura 20 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de dezembro a janeiro de 1973 e 1974(a) e 1991 e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.

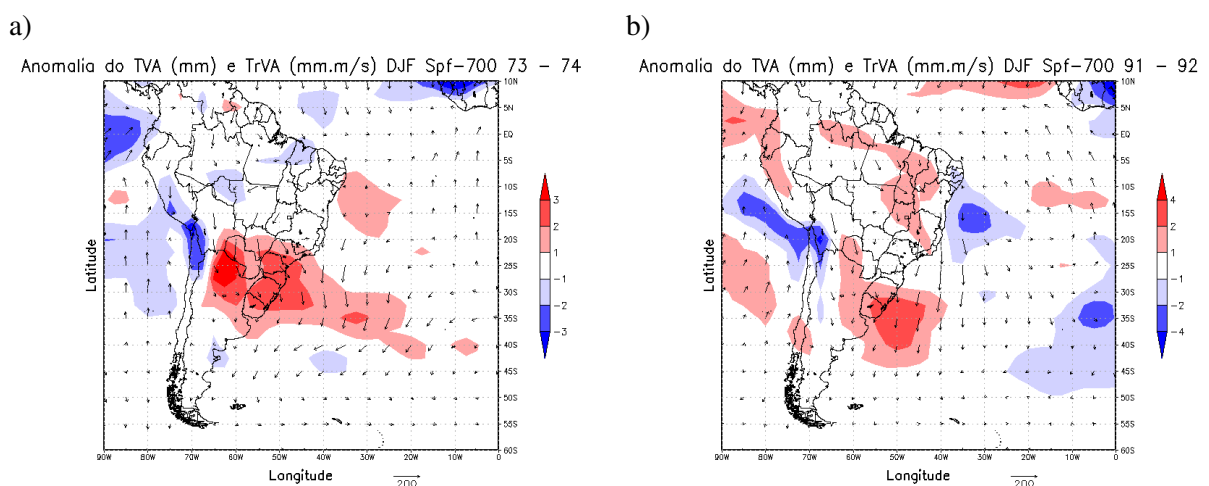


Figura 20 – Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, da superfície a 700 hPa, na América do

‘Sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.

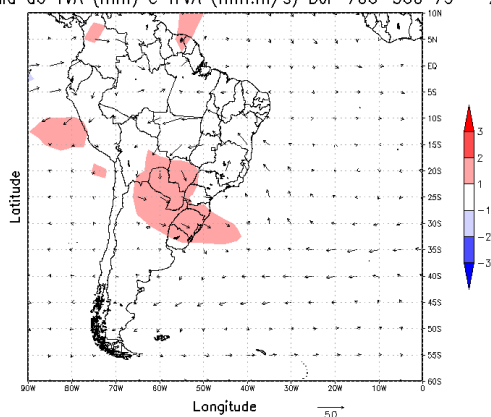
Ressalva-se na Figura 21a TrVA com sentido anticiclônico anômalo, em que o quadrante sul registra-se anomalia positiva, devido a retaguarda do anticiclone advectar temperatura mais elevadas o que faz com que a atmosfera passe a suportar maior quantidade de VPA na atmosfera, assim identificado em Fedorova (2001) e em Holton (2004), como também apresenta uma maior intensidade no transporte de umidade para o Sul do Brasil. Com isso, pode-se indicar que a região Sul do Brasil promove uma fonte de VPA, quando se tem um La Niña, apontando ausência de chuvas para estas áreas quando ocorrem o La Niña.

Na Figura 21b na região central do Brasil, observam-se movimentos ciclônicos, onde o quadrante norte possui anomalias positivas do Teor de vapor d'água, a explicação se assemelha ao anticiclone, no entanto com a advecção quente na vanguarda do ciclone, a dinâmica é mostrada em Fedorova (2001) e em Holton (2004). Na Região Sul do Brasil, registra-se anomalias positiva e que são explanados devido à anomalia de TSM positiva que se observa no oceano da região sobrejacente além de um possível transporte de VPA por causa do TrVA anômalo de norte.

Opostamente a Região Sul do Brasil, o NEB apresenta anomalias positivas de TVA em anos de El Niño, como se vê na Figura 21b. Por causa da inversão de sentido dos movimentos na região central, passando a ser ciclônica, e anomalias positivas mais a norte, sugere que nos anos de El Niño sejam caracterizados como fonte de VPA no semiárido nordestino, sendo caracterizada uma relação inversa entre as duas localidades em questões de variabilidade de ENOS e do TrVA junto ao TVA. A Figura 21 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de dezembro a janeiro de 1973 e 1974(a) e 1991 e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.

a)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) DJF 700–500 73 – 74



b)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) DJF 700–500 91 – 92

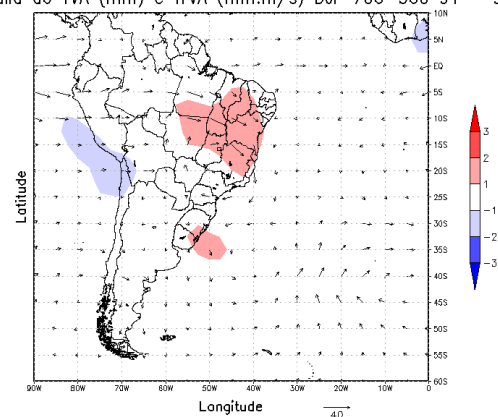


Figura 21 – Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, de 700 hPa a 500

hPa, na América do Sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.

Percebe-se na Figura 22a, que em altos níveis, a variação na anomalia de vapor d'água não se faz perceptível, mostrando que existem variações pequenas entre anos de El Niño e La Niña, no entanto, percebe-se que o transporte de vapor d'água apresenta variações relevantes **comparados os anos.**

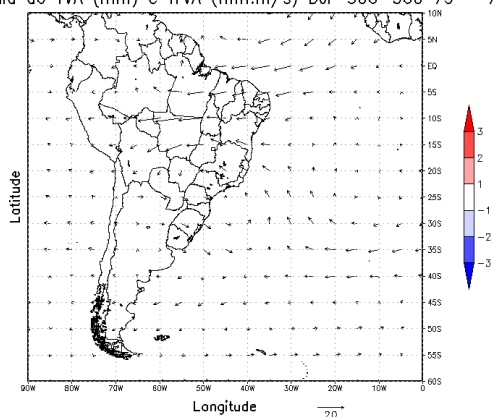
Para o período LNAQ as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, o transporte se deu de nordeste, implicando que a ZCIT tenha uma tendência a ser mais a sul, mesmo que para DJF a zona não esteja influenciando o norte e nordeste do Brasil. No Sul da Bahia, o TrVA ficou de sudeste, no Brasil central de leste, e no sul do País, transporte de noroeste, como mostrado na Figura 22a.

Para o período de ENAF observa-se TrVA contrários ao ocorrido em época de LNAQ, sugerindo a posição da ZCIT seja anômala a norte. Foram observados movimentos ciclônicos entre 15°S no oceano Atlântico, sobrepostos às anomalias negativas no TVA, sugerindo que haja influência da subsidência junto às anomalias de TSM frias nesta região, mostrando fortes indícios de inibição de precipitação para o nordeste brasileiro como mostrado por Molion e Oliveira (2002).

Verificam-se Movimentos anticiclônicos na Costa Leste do Sul do Brasil, sobrepostas às anomalias positivas de TVA e de TSM positiva na região, favorecendo as precipitações nestas regiões como mostrado por Grimm (2000). A Figura 22 identifica as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de dezembro a janeiro de 1973 e 1974(a) e 1991 e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.

a)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) DJF 500–300 73 – 74



b)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) DJF 500–300 91 – 92

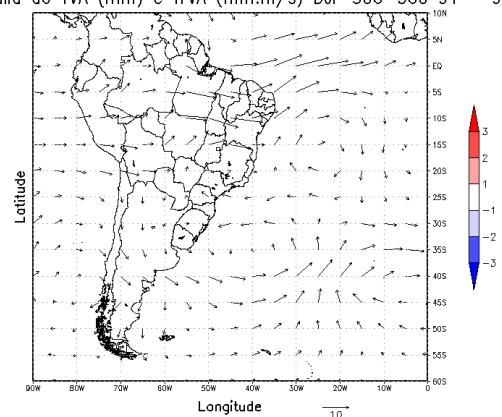


Figura 22 – Anomalia do teor e transporte de vapor d'água do trimestre DJF, de 500 hPa a 300 hPa, na América do Sul nos anos de: (a) 1973 e 1974; (b) 1991 e 1992.

4.4.2. Março – abril – maio

Para o período de março a maio de 1974 a existência de anomalias negativas de TSM no Oceano Pacífico Equatorial, que climatologicamente se encontram em seu período de dissipação no Atlântico Sul na área entre 30°W e 10°W de longitude e 30°S e 20°S de latitude na demais Região do Atlântico Sul, houve anomalias de TSM quentes. Constata-se que para o período de março a maio de 1992 a TSM no Pacífico estiveram acima da média e que o Atlântico Tropical Sul mostrou-se com anomalias negativas de TSM, notando-se que na região sul do Brasil, costa leste da Argentina e Uruguai ficou com anomalias positivas de TSM. A Figura 23 diz as anomalias de TSM para o período de março a maio de 1974(a) e 1992(b).

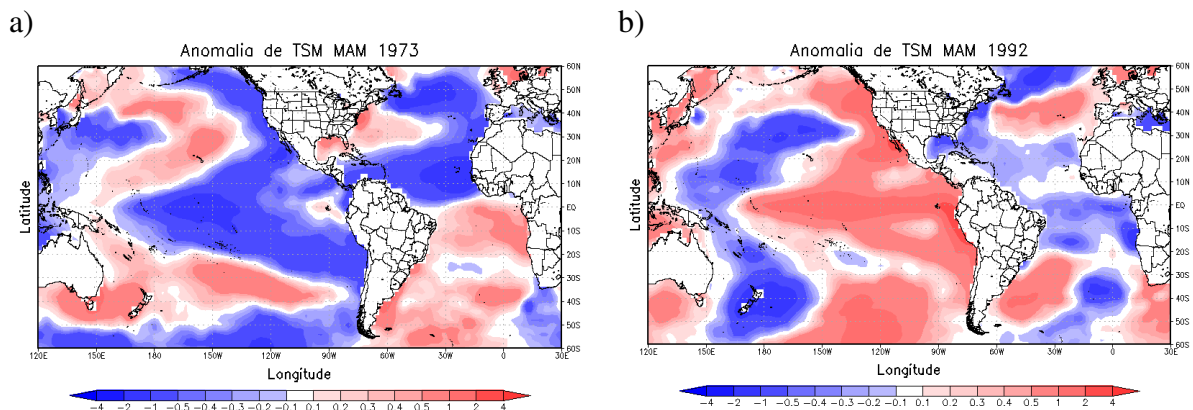


Figura 23 – Anomalia de TSM (°C) para o trimestre de março a maio nos anos de: (a) 1973 e (b) 1992.

No período de MAM de 1974 a existência de anomalias positivas no teor de vapor d'água na costa leste do nordeste brasileiro e na região norte do Brasil. Sugere que essas anomalias estejam associadas à convergência do TrVA entre os alísios de sudeste e nordeste, onde mostra que há uma componente anômala de norte, onde empurra para sul a ZCIT, indicando maior TVA e maior taxa de precipitação, mostrado em Xavier et al. (2003).

Na Figura 29a, anomalias de noroeste de TrVA da Amazônia para o Sudeste do Brasil, a anomalia de TVA se dá pela convergência de TVA nesta região, os mecanismos semelhante ao centro da Argentina, convergindo com a anomalia dos ventos de norte, provindos da esteira transportadora da Amazônia, ocorrendo semelhante ao estudado por Xue et al. (2006). Nota-se que a costa leste do Sul do Brasil apresentou anomalias positivas no teor de vapor d'água, justaposto às anomalias positivas na TSM, indicando a relação no fornecimento de umidade vinda do oceano para essa região.

No período de EN, uma anomalia positiva do TVA na região semiárida do nordeste

brasileiro, e no Sul do país, percebe que na região equatorial a ZCIT passa a ser mais a norte, visto que há intenso movimento de sul e anomalias positivas do teor de vapor em 10°N de latitude. Os transportes de vapor d'água estão de oeste e isto pode implicar na anomalia positiva do vapor d'água na região central do Brasil devido à convergência de umidade Xue et al. (2006), além disso, pelo aumento na temperatura do ar nesta região em anos de El Niño como será mostrado no item 4.5. averiguando anomalias negativas no Mato Grosso do Sul, justaposto ao centro de um movimento anticiclônico, e ao sul transportes de noroeste da Amazônia ao Sul do Brasil, o que sugere a intensificação dos jatos de baixos níveis nesta localidade.

Na costa leste do nordeste observam-se TrVA de sudeste, provindos do oceano, no entanto devido as anomalias frias de TSM, houve transporte de ar seco para esta região, ao passo que se pode notar anomalias negativas do TVA. A Figura 24 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de março a maio de 1974(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.

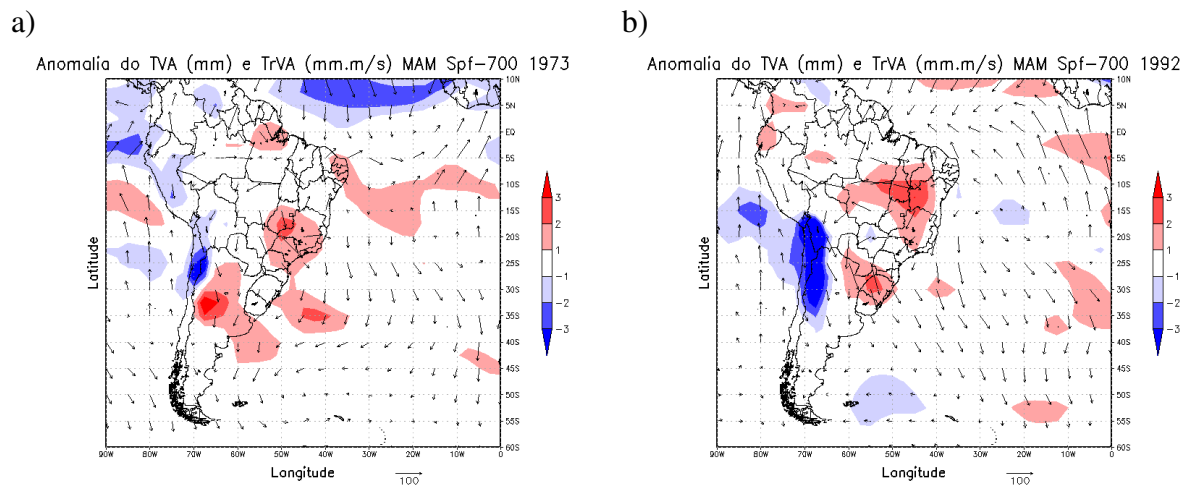


Figura 24 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de março a maio de 1973(a) e 1992(b) na camada de superfície a 700hPa.

Em médios níveis para MAM de 1974, pode conferir anomalias positivas em Pernambuco, Alagoas, Norte da Bahia, Leste do Piauí, devido a convergência do TrVA, e no Brasil Central, devido aos movimentos anticiclônicos anômalos nesta região, como foi identificado anteriormente por Fedorova (2001) e Holton (2004). O TrVA não houve anomalias na região leste do nordeste, compareceu de oeste na Amazônia nas demais regiões não foram registradas anomalias.

Para ENAF a existência de transporte anômalo de leste próximo a Alagoas e para sul no semiárido. Ressalva os movimentos ciclônicos no Brasil Central com anomalias positivas do

vapor d'água ao norte do Centro-Oeste do Brasil no quadrante norte devido á advecção de ar quente para esta região, notando que a componente de oeste no sul do país possa contribuir com a intensificação dos jatos subtropicais nestas regiões, o que podem intensificar a precipitação nestas localidades provindas dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), colocados por Nery (2005) e Reboita (2010). A Figura 25 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de março a maio de 1974(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.

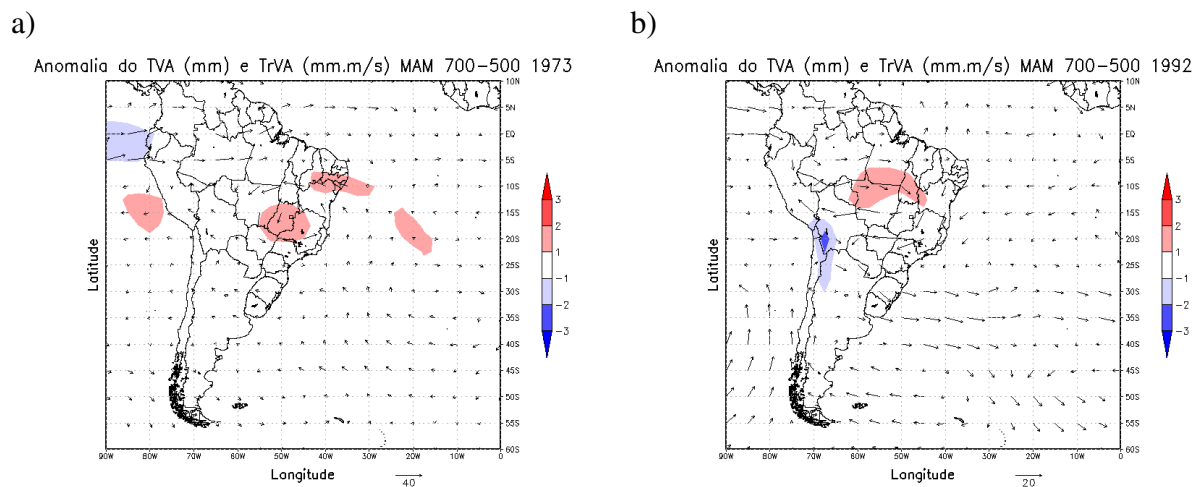


Figura 25 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de março a maio de 1974(a) e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.

Em 5°S de latitude a presença de movimentos anômalos de norte com direção ao nordeste brasileiro, na Amazônia transporte anômalo de oeste do Amazonas ao Pará, movimentos ciclônicos no oceano Atlântico Sul e anticiclônico na região Central do Brasil. Vale salientar que devido à anomalia de leste ao norte da Argentina os jatos subtropicais se desintensificam, inibindo a formação de precipitações convectivas nestas regiões.

No ano de 1992, pode verificar anomalias no transporte de Oeste no Sul do Brasil o que indica a intensificação dos jatos subtropicais. Como foi visto em baixos níveis existe a presença dos jatos de baixos níveis (JBN) que transportam umidade da Amazônia para o Sul do País, e em médios e altos níveis, há a intensificação dos jatos de altos níveis com os movimentos anômalos de oeste. Estes movimentos estão associados à instabilidade na retaguarda dos jatos, favorecendo a divergência em altos níveis e a convergência em baixos níveis, assim, há maior probabilidade de formações dos CCM, propostos por Reboita (2010). A Figura 26 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de março a maio de 1973(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.

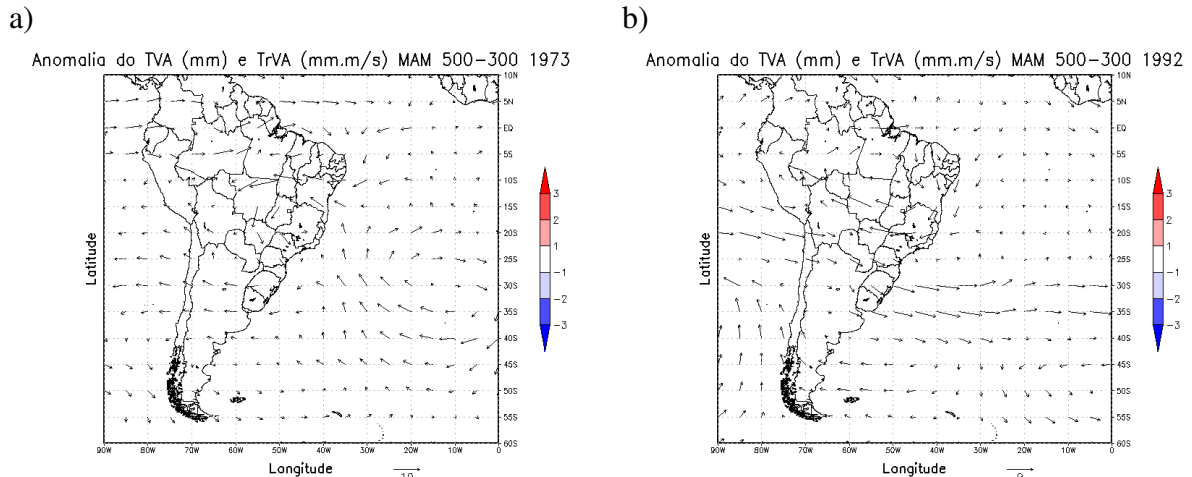


Figura 26 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d’água para o período de março a maio de 1973(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.

4.4.3. Junho – Julho –Agosto

Para o período de junho a agosto de 1974 a existência de anomalias negativas de TSM no oceano Pacífico Equatorial, na região do Atlântico Sul, houve anomalias de TSM quentes, conferindo que para o período de junho a agosto de 1992 a TSM no Pacífico estiveram acima da média, e que o Atlântico Tropical Sul apareceu com anomalias negativas de TSM. Percebe-se que na região sul do Brasil, costa leste da Argentina e Uruguai apresentou com anomalias positivas de TSM. A Figura 27 mostra as anomalias de TSM para o período de junho a agosto de 1973(a) e 1992(b).

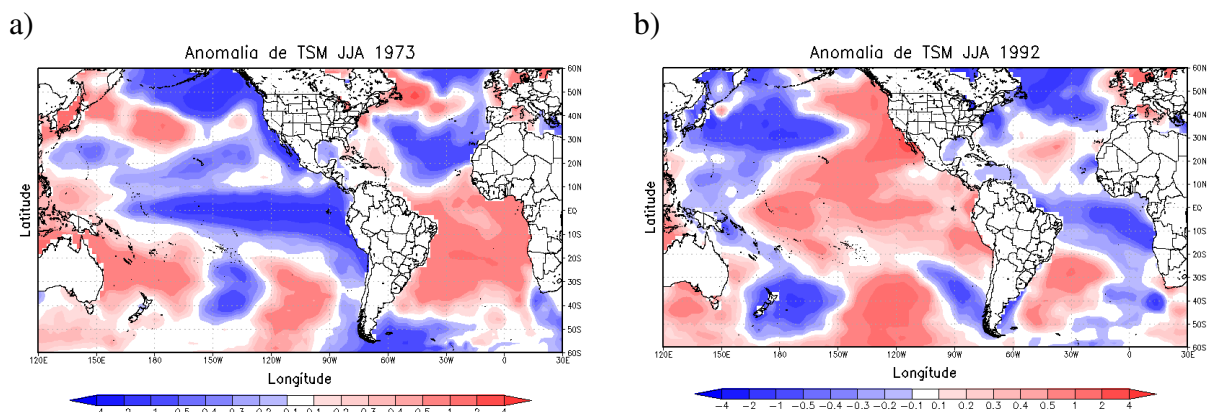


Figura 27 – Anomalias de TSM (°C) para o período de junho a agosto de 1973(a) e 1992(b).

Percebe-se que no ano LNAQ houve anomalias positivas de TVA no Oceano Atlântico em sua extensão das latitudes de 5°S a 35°S, devido a esta região ser a fonte dos sistemas meteorológicos que ocasionam 80% das chuvas no leste do nordeste, Molion e Oliveira (2002), A disponibilidade de VPA juntamente com o aquecimento anômalo de TSM, favorece a

existência desses sistemas, ocorrendo períodos mais chuvosos em épocas com LNAQ, como mostrado por Santir Jr (2008).

Conferiu-se anomalias de TrVA de sul com anomalias fortes de TVA na região onde convergem os ventos, situados no oeste do Mato Grosso, norte da Argentina, Bolívia e norte do Paraguai. Vale salientar que neste período esta sobre a influência da estiagem nestas localidades em que comumente se passam meses sem precipitações, e sob a atuação de uma forte subsidência, como mostrado em Bombaldi (2008).

Notam-se, para o ano de ENAF, anomalias negativas no nordeste do Nordeste Brasileiro, Região Sul do Brasil e Região Central do Amazonas, anomalias positivas na região Central do Brasil com núcleo no Tocantins. Verificam-se no sul e no nordeste do Brasil, duas situações distintas entre o LNAQ e ENAF. Enquanto na região Sul em LNAQ a região dispõe de anomalias positivas de VPA, e no evento de ENAF ocorre ao contrário, segundo Streck (2008), isso ocorre devido à maior insolação ocorrida em anos de LN e a maior nebulosidade e chuvas com maior extensão no sul do País, afetando a fonte de VPA para a atmosfera. Entretanto, o nordeste brasileiro, como relatado por Cavalcanti (2001), tem maior fonte de VPA provinda do Oceano Atlântico, e este quando está sobre a influência de anomalias negativas de TSM, será importado ar relativamente mais seco, o que pode inibir a precipitação para esta região, visto que, a intensidade e qualidade das chuvas nesse período dependem do fornecimento de calor e VPA para os sistemas de ondas de leste, como citado por Santir Jr (2008). A Figura 28 apresenta as anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de superfície a 700hPa.

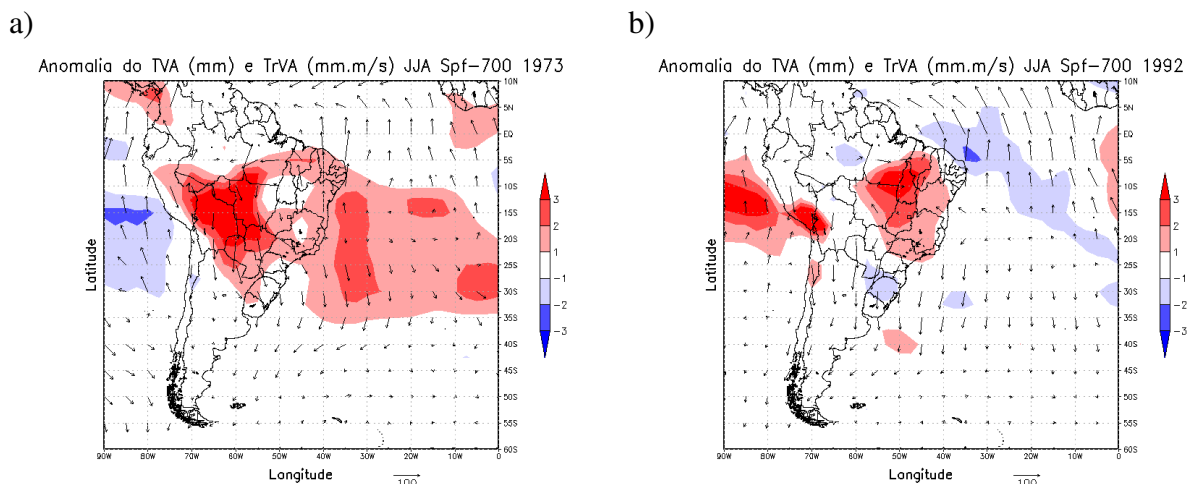


Figura 28 – Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de superfície a 700hPa.

Como mostrado outrora, os movimentos anticiclônicos faz com que haja anomalias positivas de TVA no sudeste brasileiro. Para o leste do nordeste, conferiram-se componentes provindas de leste no oceano, que advecta VPA para a região. Observam-se anomalias negativas no teor de vapor d'água em médios níveis para o período de ENAF no Nordeste do Nordeste do Brasil, e anomalia positiva do vapor d'água no Leste da Amazônia. Na questão do TrVA não foram notados anomalias para o período de ENAF, mostrando que nesta época do ano, os efeitos da circulação em médios níveis tem maior variabilidade em épocas em que ocorra LN. A Figura 29 identificam as anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.

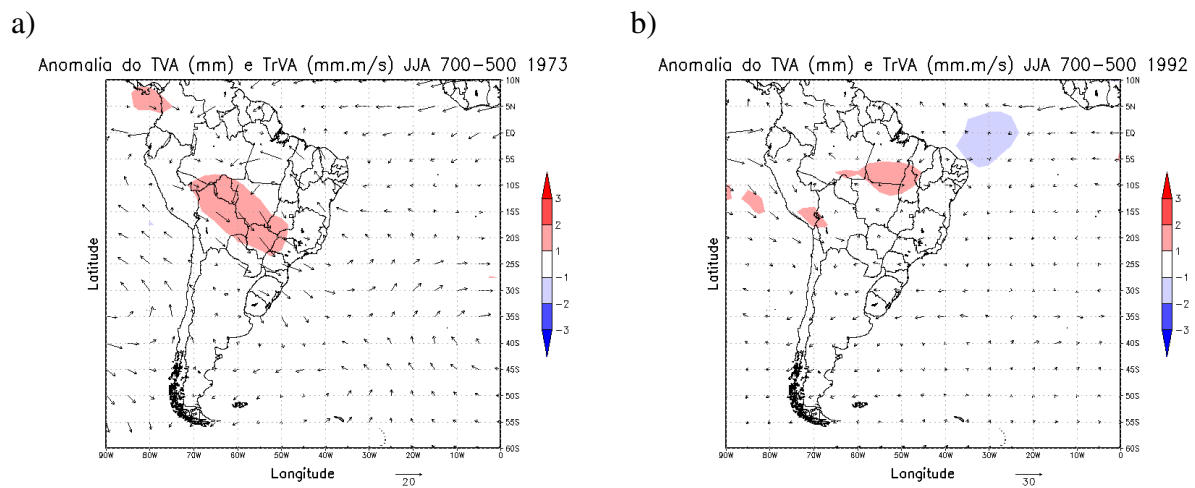


Figura 29 – Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.

Os movimentos anticiclônicos na costa brasileira que faz com que ao norte tenha incidência de transporte anômalo de leste; Ao sul, movimento anômalo de noroeste. Na região Oeste do Brasil, verificam-se movimentos de Noroeste da Amazônia em direção ao Centro-Oeste e Sudeste Brasileiro, na região amazônica apresentou movimentos de leste, nas demais regiões não constatou anomalias no TrVA.

Para o período correspondente a 1992, observa-se movimentos anômalos contrários às correntes de jato subtropicais nas regiões entre 30°S e 35°S, movimentos de leste a oeste do Brasil e movimentos de sul na Região Amazônica. Com relação ao período de 1973, uma inversão de anomalia que antes era de leste, que passa a ser de oeste no Nordeste brasileiro, nas regiões equatoriais os movimentos são de oeste. A Figura 30 mostra as anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.

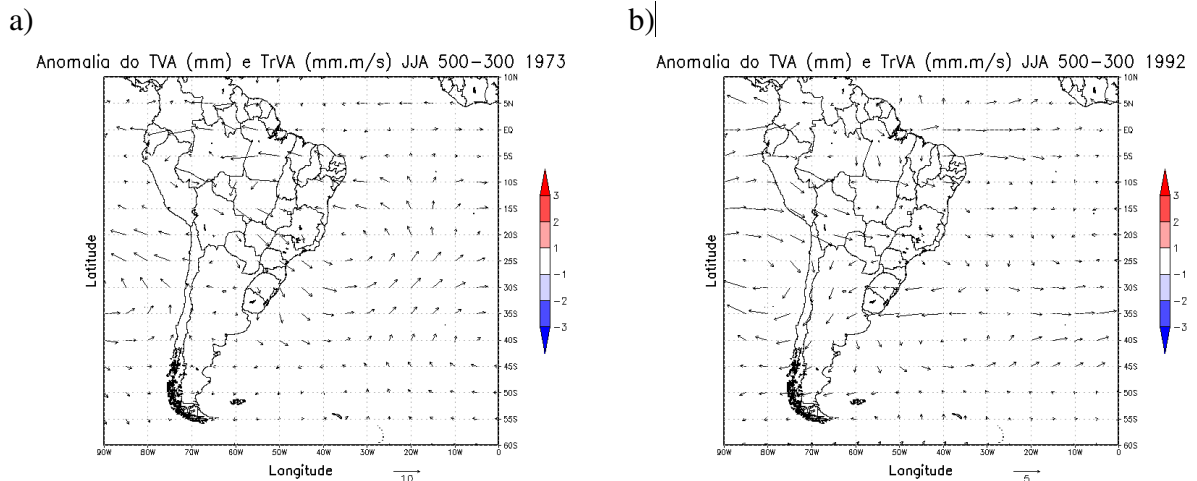


Figura 30 – Anomalias de teor (a) e transporte (b) para o período de junho a agosto de 1974(a) e 1992(b) na camada de 700hPa a 500.

4.4.4. Setembro – outubro – novembro

Para o período de setembro a novembro de 1973 a existência de anomalias negativas de TSM no oceano Pacífico equatorial, Atlântico sul na área entre 30°W e 10°W de longitude e 40°S e 30°S de latitude, na demais região do Atlântico Sul, houve anomalias de TSM quentes. Confere-se que para o período de março a maio de 1992 a TSM no Pacífico estiveram acima da média, e que o Atlântico Equatorial mostrou-se com anomalias negativas que se estendem ao norte em toda a costa leste das Américas do Sul, na costa sul da Bahia, Central e Norte à Groelândia. Percebe que na região Sul e Sudeste do Brasil, costa leste da Argentina e Uruguai apresentaram-se com anomalias positivas de TSM. A Figura 31 mostra as anomalias de TSM para o período de setembro a outubro de 1973(a) e 1992(b).

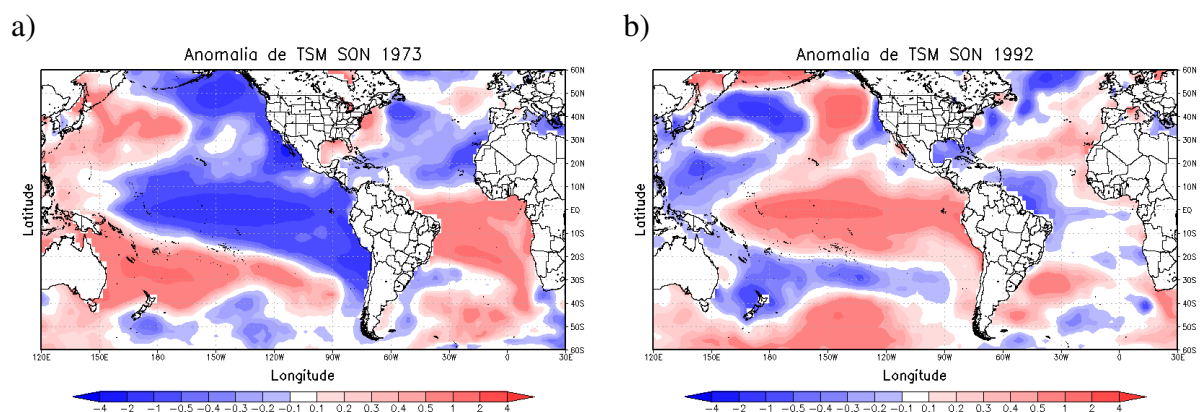


Figura 31 – Anomalias de TSM (°C) para o período de setembro a outubro de 1973(a) e 1992(b).

A anomalia positiva de TVA se estende entre as latitudes de 5°S a 25°S ao Oceano

Atlântico, obedecendo a direção da anomalia do TrVA que nesta região denominou de sul no continente, e de noroeste no oceano Atlântico. No Sul do país observam anomalias negativas do vapor d'água, justaposto às anomalias negativas de TSM nesta região. Isso indica a influência da TSM para a disponibilidade de VPA nestas localidades, além disto, o máximo de anomalias de vapor d'água registrou no Brasil Central, em Goiás, Norte de Minas Gerais e Nordeste do Mato Grosso do Sul. Vale salientar que para o trimestre, ainda está sob a influência de regime de Monções da América do Sul, em que não registram chuvas para o Centro-Oeste do Brasil.

No Nordeste Brasileiro, as anomalias quentes de TSM juntamente com anomalias positivas do TVA, no entanto, para a região não se faz presença de sistemas meteorológicos que ocasionem chuvas em grandes quantidades. Porém, com temperatura do Atlântico alta e com a disponibilidade de VPA a ocorrência de precipitação devido às brisas se faz presente.

No período de ENAF, a presença de anomalias positivas de vapor d'água no semiárido nordestino, e noroeste da Argentina, presença de anomalias negativas no Oceano Atlântico, Centro da Amazônia, e Amapá. Analisa a inversão de direção do transporte de vapor d'água de nordeste para noroeste na região a oeste da Amazônia. O transporte teve maiores anomalias no oceano Atlântico, na região próxima ao equador pesquisa-se maiores extensões das áreas de anomalias de sul no período de ENAF do que no de LNAQ. A Figura 32 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.

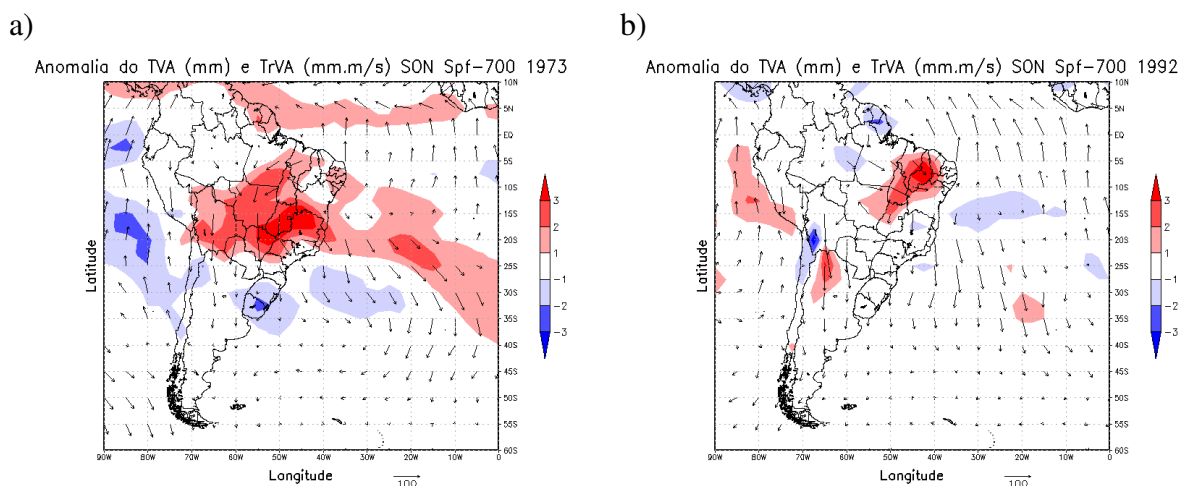


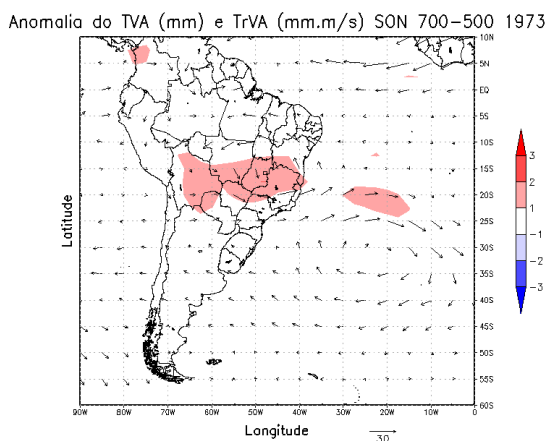
Figura 32 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de setembro a novembro de 1974(a) e 1992(b), na camada de superfície a 700hPa.

No Brasil Central há movimentos anticiclônicos anômalos que fazem com que no quadrante sul presente as anomalias positivas do TVA, enquanto que no oceano Atlântico os movimentos ciclônicos fazem com que no quadrante norte haja anomalias positivas TVA nesta

camada. Em todos os trimestres do ano, pode-se notar que para o regime de LNAQ, se dá com movimentos anticiclônicos anômalos na região central do Brasil, isto pode indicar que para os meses de atuação das ZCAS, o TrVA proveniente da Amazônia restringe-se no Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, fazendo com que haja menos precipitações no Sul do País, além disso, percebe intensificação da subsidência nos períodos de monções secas. Já o padrão contrário se observa nos períodos de ENAF em que adverte movimentos ciclônicos anômalos, e intensificação de uma esteira transportadora da Amazônia para o sul do País.

Estes mecanismos têm mais coerência com os eventos de ENOS do que com a TSM do Atlântico, e é o principal fator de anomalias de chuvas para a Região Sul do Brasil, como foi citado por Grimm (2000); Berlatto e Cordeiro (2005); Streck et al. (2008). A Figura 33 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água, para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.

a)



b)

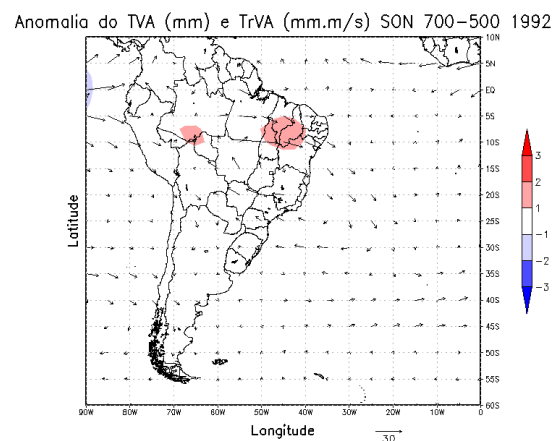


Figura 33 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de 700hPa a 500hPa.

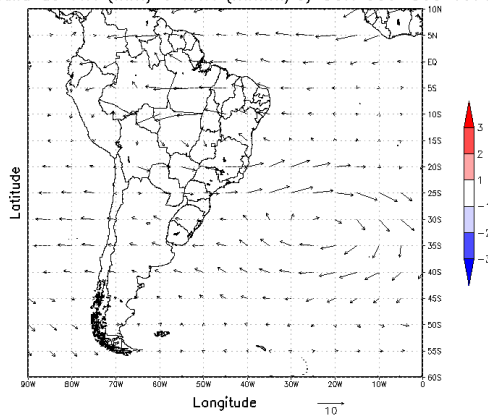
Em altos níveis escoamento anômalo de leste na região norte e nordeste do Brasil, indicando o transporte anômalo de VPA do oceano para o continente. Observa movimentos ciclônicos anômalos na Região Sul do Atlântico, indicando a intensificação da alta subtropical. Nota-se escoamento de leste na Amazônia central.

Para o ano de ENAF, o escoamento de noroeste provindo da Amazônia com direção ao Oceano Atlântico Sul. Esta configuração gera um movimento ciclônico anômalo no sudeste brasileiro. Devido aos movimentos estarem em altos níveis, sugere que há subsidência na região norte do sudeste e semiárido nordestino. Salientando que este período a climatologia não é favorável a precipitação, tanto em ENAF quanto em LNAQ. A Figura 34 mostra as Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de setembro a outubro de

1974(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.

a)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) SON 500–300 1973



b)

Anomalia do TVA (mm) e TrVA (mm.m/s) SON 500–300 1992

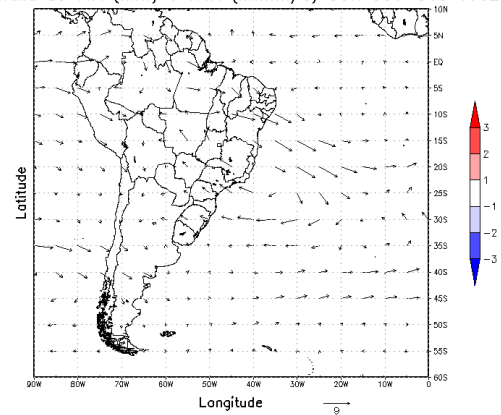


Figura 34 – Anomalias de teor e do transporte de vapor d'água para o período de setembro a outubro de 1974(a) e 1992(b), na camada de 500hPa a 300hPa.

Pôde-se verificar a importância da advecção de temperatura, decorrentes dos movimentos ciclônicos e anticiclônicos demonstrados por Fedorova (2001) e Holton (2004), nas anomalias de TVA nos anos de El Niño e La Niña. As temperaturas mais elevadas nas regiões de vanguarda destes sistemas, fazem com que a capacidade de absorção do VPA aumente, indicando que para anos com anomalias positivas de VPA subentende-se que haja maiores valores de temperatura e vice e versa, ocorrendo o processo inverso quando se tem o padrão oposto.

Foram analisados as anomalias de TrVA e entendeu que existe inversão de sentido em anos de ENAF e LNAQ em praticamente toda a América do Sul, sugerindo que existam variações nos padrões climáticos com relação as variabilidades de TSM de ambos os Oceanos. Isto indica a importância do TrVA no regime climático em todas as regiões do Brasil, tanto no fornecimento de VPA para a localidade, quanto na posição dos sistemas, como mostrado por Cavalcanti et al. (2002) que deram a importância do fornecimento de TVA do Oceano Atlântico, em que representa aproximadamente 82% do vapor d'água presente na região, para o regime de chuva no NEB, resultando em uma forte dependência do TrVA no regime de chuvas no NEB.

Os resultados mostram que para o leste do NEB, o TrVA e a TSM do ATS possuem papéis importantes na intensificação do TVA, que por conseguinte, dos sistemas que ocasionam precipitação para esta região, devido aos sistemas meteorológicos atuantes serem originados do Oceano Atlântico, e que necessitam do TVA para que se tenham grandes acúmulos de precipitação nesta área. Já no semiárido, verifica-se que os ENOS são os maiores responsáveis pela variabilidade de TVA, no entanto, o TrVA indica que com a variação de gradientes de

TSM do ATS, interferem na posição da ZCIT acarretando em período secos quando mais a norte, e chuvoso quando mais a sul, sendo verificado quando se tem o ATS frio no primeiro e ATS quente no segundo.

Os movimentos anômalos ciclônicos e anticiclônicos ocorridos em anos de ENAF e LNAQ respectivamente, apresentaram-se em todos os períodos do ano bem como anualmente, indicando a presença permanente das anomalias de TrVA, juntamente com suas interferências de advecção de temperatura e umidade. As anomalias são melhores vistas em médios níveis o que identifica a influência do TrVA e TVA na caracterização do clima de uma localidade, como mostrado por Brown e Zhang (1997) e Holloway e Neelin (2008), a advecção de VPA dos médios níveis troposféricos, fazem com que os índices de instabilidade aumentem, assim, aumentando a convecção e o acumulo de chuvas.

4.5. ANÁLISE DOS MESES MAIS CHUVOSOS

Com relação às diferenças que se observam nos anos de El Niño e La Niña, foram verificados índices que possibilitam a verificação da formação de convecção e que, não obstante, são interdependentes do vapor d'água atmosférico. As análises foram feitas a partir do modelo de mesoescala que permite maior detalhes em informações nas questões de relevo, visto que a topografia do WRF junto ao satélite MODIS para uso do solo é de 30'', informações dinâmicas mais elaboradas devido aos parâmetros de cumulus, microfísica e radiação.

Portanto, foi realizadas simulações para períodos centrais dos trimestres chuvosos, foram estes dezembro e março, e para o período de maior precipitação na costa leste de Maceió e Recife, junho. As análises se basearam nas diferenças entre o período de La Niña e ATS quente (1973 e 1974) e o período de El Niño e ATS frio (1991 e 1992), para o CAPE, NCL, temperatura potencial e umidade relativa, variáveis que implicam na convecção e formação de nuvens.

4.5.1. Dezembro

A diferença de dezembro para o CAPE, aparece que a região Central da Bahia, apresentou valores maiores no período de ENAF. Nas demais regiões os valores simulados mostraram que no ano de LNAQ os valores de CAPE foram maiores, percebe-se maiores valores na costa norte do nordeste do Maranhão ao Rio Grande do Norte, com destaque na Região Central do Maranhão com a diferença chegando a 600 J/kg. Na costa leste do NEB os

valores foram de 200 J/kg.

O NCL mostra a altura de condensação de uma parcela de ar, o que significa que pode ser considerada a base de uma nuvem convectiva. Pode-se verificar que na região em que o CAPE foi menor no ano de LNAQ, o NCL passa a ter uma altura consideravelmente mais alta chegando a uma diferença de 450m na Região Central da Bahia. Entretanto, embora o CAPE registrou maior intensidade na costa leste do nordeste no mesmo período, o NCL ficou positivo nesta região. Nas demais localidades o NCL registrou valores menores em 1973 do que, indica que as bases das nuvens foram formadas em níveis mais baixos, com destaque ao Centro do Maranhão e na Chapada do Araripe na divisa entre Pernambuco e Ceará.

A análise da temperatura potencial mostra, como referência, a temperatura do ar em 1000hPa, e está diretamente ligada com as condições de instabilidade de uma parcela, além de verificar aumento ou diminuição na temperatura do ar nos anos em estudo. Já no centro da Bahia a temperatura potencial registrou os valores mais altos, indicando um maior aquecimento no ano de LNAQ em que a diferença entre os anos chegam a 0,8 K. Nas demais regiões do nordeste, a temperatura potencial registrou valores menores no ano de LNAQ, onde o menor valor ficou no Sertão Pernambucano chegando a 1.2K de diferença. Percebe-se que devido ao aquecimento do Oceano Atlântico paralelo á costa leste, os valores da temperatura potencial chegaram a ficar acima de 0.8 K, e próximo ao continente 0.3 K.

A umidade relativa exibiu inversamente proporcional a temperatura potencial, em que os maiores valores de UR simulados ficaram nas regiões do semiárido pernambucano e no Maranhão, onde foram registrados valores negativos da temperatura potencial. No Centro da Bahia os valores de UR foram maiores no ano de ENAF chegando a uma diferença de 1,4%.

Os resultados obtidos sugerem que para dezembro de 1973 propiciou formações de nuvens convectivas nas regiões norte, oeste e sudeste do Nordeste, na região central do Nordeste, houve desfavorecimento da formação de nuvens convectivas. Segundo Molion e Bernardo (2002) a região sul do Nordeste tem como principal mecanismo de precipitação a estacionaridade dos sistemas frontais, sistemas pré-frontais, convecções locais, e brisas marinhas, esta última apenas próxima á costa. A atuação de VCAN neste período pode ter interferido nos resultados neste ano, devido à dinâmica dos vórtices, em que, devido à subsidência do centro do ciclone podem influenciar nas variáveis estudadas, por causa da subsidência, aquecimento da superfície o que deixa a atmosfera mais estável Conde e Dias (2000). A Figura 35 mostra as diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de dezembro.

Observou-se que na região central do semiárido nordestino, onde a temperatura potencial se deu maior no ano de 1973, está presente todo o curso do rio São Francisco, o maior e mais extenso do NEB. Nesta localidade se encontra variações de relevos com planaltos e depressões, o que podem estar relacionados com a circulação de mesoescala, o que deve influenciar nas variações ocorridas simuladas pelo modelo WRF. Com isso, a disponibilidade de umidade, e a diferença de altitude desta região, encontram-se um gradiente térmico que podem gerar brisas de vale - montanha, indicando que quando ao redor estiver mais quente, haverá intensificação da circulação, aumentando o CAPE e diminuindo o NCL, com isso, anos de El Niño, haverá esta intensificação, e em anos de La Niña, haverá a diminuição, porém, como mostrado nos resultados anteriores, a grande escala desempenha um papel dominante na climatologia local.

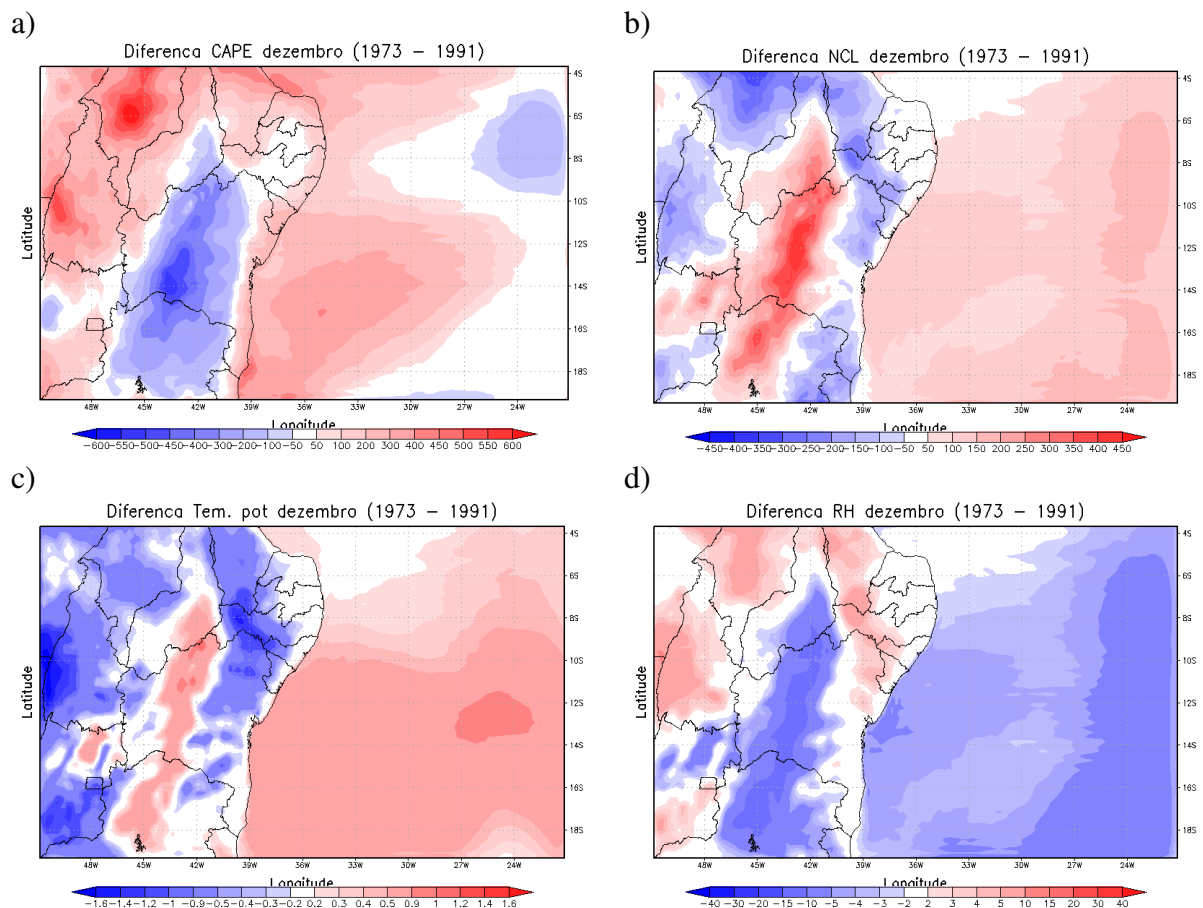


Figura 35 – Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (J/kg) (a), NCL (m) (b), temperatura potencial (K) (c) e umidade relativa (%) (d), para o mês de dezembro.

4.5.2. Março

A simulação do CAPE mostrou valores positivos na região central da Bahia, em que a diferença chegou a ser de 1000 J/kg, no norte do nordeste os valores foram maiores no ano de

1973. Na região oceânica próxima a costa leste registraram-se valores negativos de CAPE, no entanto, com valores menores que 100 J/kg, indicando que em 1992 os valores simulados foram maiores.

Para o NCL foram simulados valores negativos na Região Central da Bahia, o que mostra o ano de 1992, com valores maiores, além da região norte do nordeste nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Sertão Pernambucano. Em Alagoas, Piauí e Maranhão, os valores de NCL registrados em 1973 foram maiores do que em 1992, indicando uma possível subsidência nesta área.

Analisa-se que no centro da Bahia e norte do nordeste a temperatura potencial registrou os valores mais baixos, indicando um menor aquecimento no ano de 1973 em que a diferença entre os anos chegam a 1,5 K. Nas demais regiões do nordeste, a temperatura potencial registrou valores maiores no ano de 1973, onde o maior valor ficou no sertão alagoano chegando a 1.2K de diferença. Percebe-se valores menores de temperatura potencial no oceano Atlântico paralelo a costa leste, os valores da temperatura potencial chegaram a ficar abaixo de 0.9 K, e próximo ao continente 0.3 K.

Os maiores valores apresentados se deram na parte Central da Bahia em que os valores em 1973 superaram 16% com o ano de 1992, também observa maiores valores no norte do nordeste com maiores valores no Araripe e no Sertão do Rio Grande do Norte. Nas regiões centrais de Alagoas e do Maranhão, pode-se observar valores negativos mostrando menores valores de UR em 1973. Os resultados estão de acordo com o estudado por Molion e Bernardo (2002). A Figura 36 mostra os vieses, diferença entre o ano de 1973 e 1992, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de março.

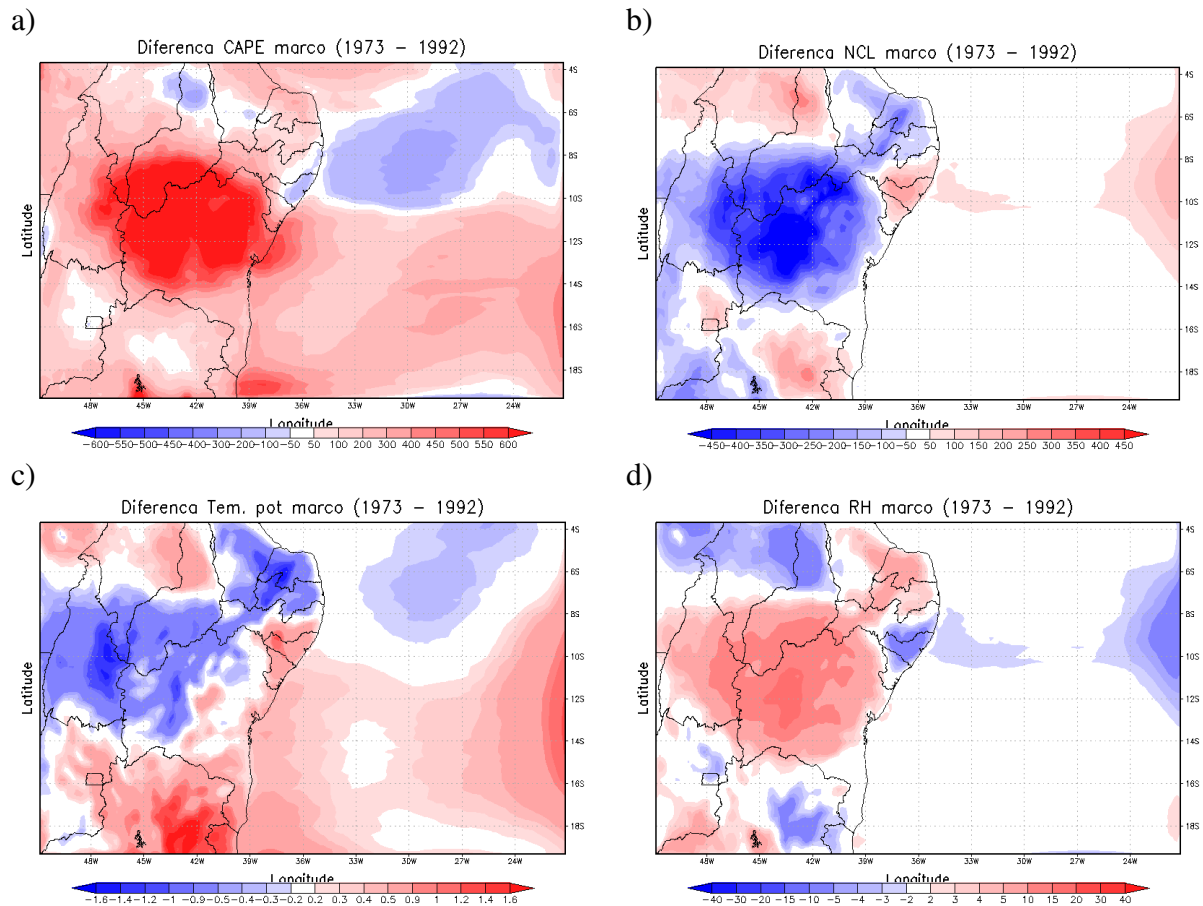


Figura 36 – Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (J/kg) (a), NCL (m) (b), temperatura potencial (K) (c) e umidade relativa (%) (d), para o mês de março.

4.5.3. Junho

Os valores de CAPE no continente identificaram com valores relativamente próximos, não havendo diferenças significativas entre os simulados dos anos de 1973 e 1992. Entretanto, no oceano observam-se maiores valores de CAPE no ano de 1973 com diferenças altas chegando a 700 J/kg, e diminuindo até encontrar o continente. Na costa leste do nordeste onde são registrados maiores precipitação nesta época do ano, o CAPE é maior em 1973, do norte do Piauí ao Sul da Bahia, diminuindo ao entrar no continente.

Embora exista maior valor de CAPE o NCL simulado se deu ao menor em 1992 nas regiões de maior CAPE. As regiões litorâneas do nordeste ficaram com valores entre 100 m. Na fronteira com o centro-oeste observa-se que existe uma diferença considerável entre os anos estudados, o que mostra a forte influência da TSM para esta região, bem como a região sul do semiárido nordestino. Foram observados valores menores do NCL no Norte do Piauí, Litoral da

Paraíba, na Mata Norte de Alagoas e Região Central da Bahia.

As localidades com diferenças de até 2.1K a mais no ano de 1973 no Tocantins, e no geral em toda a região do nordeste, exceto no leste do Ceará, em que foi simulado temperatura de 0.3K a menos em 1973 com relação a 1992. No Oceano Atlântico os valores se deram maiores em 1973 em toda a região estudada.

Para a Umidade relativa há maiores valores em 1973 no norte e no leste do nordeste brasileiro, exceto no Agreste do Rio Grande do Norte a Sergipe, onde se podem observar valores com 3% de diferença a mais no ano de 1992. Na fronteira com o centro-oeste foram encontrados valores negativos de até 16% de diferença em que o ano de 1992 possui maiores valores de UR. Na região central do Brasil o período de junho o regime pluviométrico é considerado seco. Na região oceânica próxima a costa leste do Nordeste o CAPE mostrou-se intenso no ano de 1973, indicando maiores instabilidades, devido à temperatura potencial maior no Oceano Atlântico, isto indica que os sistemas atuantes neste período intensificam por causa das TSM próximas a costa. A Figura 37 mostra os vieses, diferença entre o ano de 1973 e 1992, simulados pelo WRF do CAPE (a), NCL (b), temperatura potencial (c) e umidade relativa (d), para o mês de junho.

Verifica-se que existem maiores diferenças nas instabilidades nas regiões central do NEB, confirmando os resultados mostrados nos itens anteriores, em que a região de maior influência dos ENOS no NEB, é o interior da região. Mostrou-se que em anos de La Niña a temperatura potencial diminui e com ela, a umidade relativa aumenta, consequentemente há maior instabilidade, como mostrado no CAPE e no NCL, mostrando que nesse período há maiores tendências de haver chuvas em demasia, comparadas aos anos de El Niño.

Ainda, observa-se que no percurso do rio São Francisco, tem-se regime diferente comparado com as demais regiões do NEB. Isto se deve pelas características topográficas da região, além da circulação em pequena escala que proporciona as diferenças de temperatura do rio, do relevo entre o vale do São Francisco e as demais áreas, fazendo com que, em pequena escala, a variação seja visível, o que não pode ser mostrado em escala maior. Isto mostra a importância da modelagem em mesoescala para verificar os efeitos da dinâmica local.

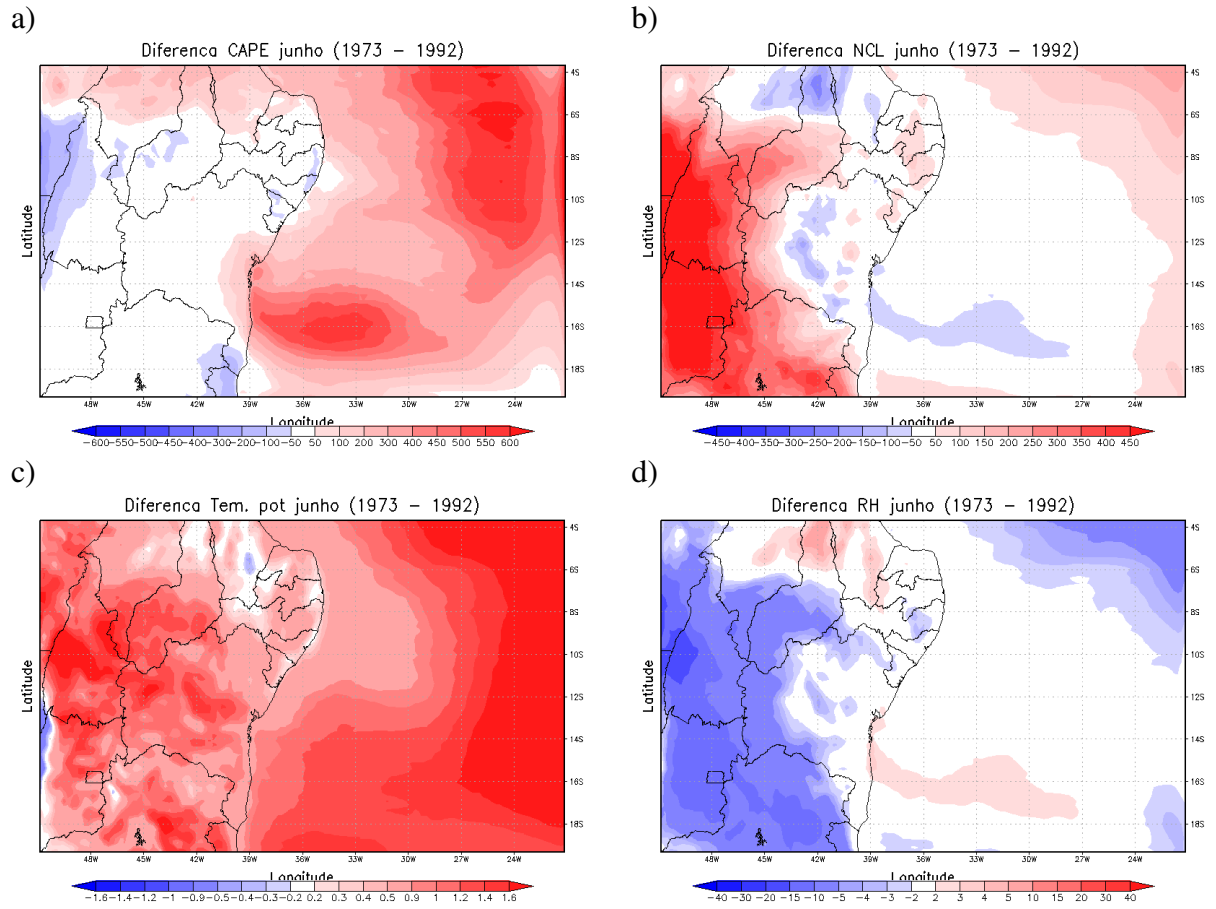


Figura 37 – Diferença entre o ano de 1973 e 1991, simulados pelo WRF do CAPE (J/kg) (a), NCL (m) (b), temperatura potencial (K) (c) e umidade relativa (%) (d), para o mês de junho.

5. CONCLUSÕES

Baseados nos resultados obtidos e nos objetivos aqui dispostos foram encontrados os seguintes resultados:

1. Os maiores valores climatológico do teor de vapor d'água em superfície médios e altos níveis se encontram na região tropical, principalmente nas regiões das florestas tropicais, piscinas de águas quentes no Pacífico Oeste e nos Oceanos Tropicais. Os maiores valores em altos níveis foram encontrados na região do Oceano Pacífico Oeste, nas regiões das piscinas de água quente da Oceania, seguidos da Amazônia e da Floresta do Congo.
2. Ficou constatado que no ano de La Niña e Atlântico Tropical Sul quente, houve movimentos anticiclônicos anômalos na Região Central do Brasil. Além disso, movimentos anômalos para sul no equador, o que pode mostrar uma tendência anômala da ZCIT está mais a sul. Em médios níveis, persistem os movimentos anticiclônicos anômalos, juntamente com um alto teor de vapor na mesma região, devido á capacidade maior da atmosfera reter o vapor d'água. No nordeste brasileiro os movimentos se deram de leste fornecendo umidade do oceano para o continente. Em altos níveis nota-se transporte de umidade do oceano para o continente, e teor de vapor d'água positivo na região amazônica.
3. Mostrou que para o ano de El Nino e ATS frio, houve movimentos ciclônicos na região central do país, e anomalias positivas do teor de vapor d'água nas regiões sobrejacentes. Difluência do transporte de vapor d'água, anomalia negativa na região norte e leste do nordeste devido às anomalias frias do oceano atlântico a costa. Observaram-se anomalias de sul na região equatorial, empurrando a ZCIT para norte.
4. Em médios níveis, observou que o transporte se deu da Amazônia para leste e sudeste, com anomalias positivas no semiárido nordestino. Em altos níveis verificou intensificação das componentes de leste e de noroeste da Amazônia para o sul do Brasil, o teor de vapor d'água se deu maior na Região Norte e Nordeste do Brasil.
5. Nas análises trimestrais, foi analisada a importância da TSM do Atlântico nas regiões litorâneas e no Sul do Brasil em épocas em que o oceano Atlântico esteja quente, há uma maior disponibilidade de vapor d'água para camada superfície e de médios níveis. Na questão do transporte de vapor d'água, o maior responsável pelas anomalias se deu pelo Oceano Pacífico, principalmente na Amazônia e Região Central do Brasil.
6. Foi analisado a importância do transporte de vapor d'água da Amazônia para a região

sudeste do país, em que em anos de La Niña, os valores aparecem anormalmente positivos em baixos níveis. O que não ocorre no El Niño, onde não se observa um padrão de variabilidade.

7. Conferiu que em médios níveis as direções do transporte de vapor d'água apresentaram-se opostos com relação aos anos de La Niña e El Niño. Concluiu que em movimentos ciclônicos o quadrante norte apresentou com anomalias positivas do vapor d'água, enquanto que nos movimentos anticiclônicos o quadrante sul apresenta com anomalias positivas do vapor d'água.
8. Em altos níveis, não houve anomalias no teor de vapor d'água em ambos os anos, no entanto, averiguaram anomalias significantes no transporte de vapor d'água, o que indica que os ventos possui variabilidade em anos de El Niño e La Niña.
9. Nas análises de mesoescala para a região do nordeste brasileiro, constatam que a região de maior influência dos ENOS é a fronteira entre o semiárido e o centro-oeste. O CAPE se deu maior em época de El Niño em dezembro no centro da Bahia, e maior em março, em junho não houve diferença entre os anos estudados. Na costa norte e leste do nordeste o CAPE se deu maior no ano de La Niña em todos os períodos.
10. O NCL comportou contrário ao CAPE, com valores menores onde o CAPE possui valores altos. A temperatura potencial revelou diretamente proporcional ao NCL e a umidade relativa inversamente proporcional á temperatura potencial. Apareceu que com a variabilidade do vapor d'água, os índices de instabilidade, temperatura potencial e a umidade relativa irão variar.

6. REFERÊNCIAS

ANDREOLI, R.V. ; KAYANO, M.T. Tropical pacific and south atlantic effects on rainfall variability over northeast brazil. **International Journal of Climatology** v.26, 1895-1912, 2006.

_____. ; _____. Tropical Pacific and Atlantic effects on rainfall variability over northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v.29, pp. 1439 – 1448, 2009.

_____. ; _____. 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, p. 63-74, 2007.

ARAGAO, J.O.R. De. O impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no nordeste do Brasil. **Bull Inst Fr Études Andines**, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

AUSTIN, J.M. A note on cumulus growth in a nonsaturated environment. **Journal of Meteorology**, v. 5, pp. 103 – 107, 1948.

BENTON, G.S. ; ESTOQUE M.A. Water vapor transfer over the North American Continent. **Journal of Meteorology**, v. 11, pp. 462 – 477, 1954.

BERLATO, M. A. ; CORDEIRO, A. P. A. **Variabilidade climática e agricultura do Rio Grande do Sul**. As estiagens e as perdas na agricultura: Fenômeno natural ou imprevidência?. Ed. Porto Alegre: Ideograf Editora Gráfica, p. 43-59, 2005.

BESERRA, A.C.N. ; CAVALCANTI, E.P. Energia estática sobre o norte e nordeste do Brasil relacionada com a temperatura da superfície do mar. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 23, n.2, pp. 239 -263, 2008.

BOMBARDI, R.J. **Variabilidade do regime de monções da américa do sul: o clima presente e projeções para o século XXI**. Dissertação de Mestrado em geofísica, Universidade de São Paulo, 112 p., 2008.

BROWN, R.G. ; ZHANG, C. Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during TOGA COARE*. **Journal of The Atmospheric Science**, v. 54, pp. 2760 – 2774, 1997.

BRUNO, R.D. **Variabilidade observada da umidade do solo em floresta tropical e cerrado**. Dissertação de Mestrado em geofísica, Universidade de São Paulo, 2004.

CARTON, J.A. ; CAO, X. ; GIESE, B.S. ; DA SILVA, A.M. Decadal and intrannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, 1996.

CATALDI, M. ; ASSAD, L.P. DE F. ; TORRES JUNIOR, A.R. ; ALVES, J.L.D. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico sul extratropical na região da confluência

Brasil Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do sul e sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 513-524, 2010.

CAVALCANTI, E.P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do nordeste do Brasil**. Campina Grande PB, Brasil, Tese de Doutorado em Recursos Naturais, 2001.

CAVALCANTI, E.P. ; GANDU, A.W. ; AZEVEDO, P.V. Transporte e Teor de vapor d'água atmosférico sobre o nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, pp. 207-217, 2002.

CAVALCANTI, E.P. **Monitoramento do vapor d'água atmosférico para o apoio a gestão ambiental**. Relatório, 26 p., Campina Grande, 2011.

CLARKE, K.B. Effects of the Atlantic ocean on temperature in eastern United States as shown by temperature-wind roses. **Monthly Weather Review**, v. 63, n. 3, pp. 88 – 91, 1935.

CONDE, F. C. ; DIAS, M. A. F. S. Vórtices Ciclônicos de Ar Superior: Um Estudo de Caso através de Balanço de Vorticidade. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro - RJ. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** 2000.

DUDHIA, J. **The weather research and forecast model version 2.0: Physics update**. WRF/MM5 User's Workshop, 2005. [Disponível Em <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/Workshops/>]

DUDHIA, J. **The Weather Research and Forecasting Model: 2007 Annual Update**. WRF/MM5 User's Workshop, 2007. [Disponível Em <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/Workshops/>]

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica volume 2**. Editora e gráfica universitária - UFPEL, 2001.

FERREIRA A. P. G. F. **Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões à superfície em Portugal Continental**. Relatório de estágio em meteorologia e oceanografia Física, 2007.

FERREIRA, D. ; MARSHALL, J. ; CAMPIN, J.M. Localization of deep water formation: role of atmospheric moisture transport and geometrical constraints on ocean circulation. **Journal of Climate**, v. 23, n. 6, p. 1456-1476, 2010.

FERREIRA, F.F. ; LACERDA, F.F. ; ARAGAO, J.O.R. Relação entre a precipitação observada no leste de Pernambuco e os dados da bóia PIRATA localizada em 32W e 08S. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, **Anais...** 2006.

FREIRE, J.L.M. ; LIMA, J.R.A. ; CAVALCANTI, E.P. Análise de aspectos meteorológicos sobre o nordeste do Brasil em anos de El Nino e La Nina. **Revista**

Brasileira de Geografia Física, n. 3, p. 429-444, 2011.

GENTRY, R.C. ; MOORE, P.L. Relation of local and general wind interaction near the sea coast to time and location of air-mass showers. **Journal of Meteorology**, v. 11, pp. 507-511, 1954.

GILBERT, W.C. The thermodynamic relationship between surface temperature and water vapor concentration in the troposphere. **Energy & Environment**, v.21, n.4, pp. 263-275, 2010.

GOMES, N. V. ; MOTA, G. V. ; ARTAXO, P. Estudo comparativo das anomalias de precipitação durante os eventos extremos de el niño oscilação sul e seca na amazônia de 2005 através do algoritmo gpi. XIV Congresso Brasileiro De Meteorologia, Florianópolis (Sc). **Anais...** 2006.

GRIMM, A.M. O impacto de eventos El Niño sobre as monções de verão no Brasil. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** 2000.

HASTENRATH, S.L. The flux of atmospheric water vapor over the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. **Journal of Applied Meteorology**, v. 5, pp. 778 – 788, 1966.

HOLLOWAY, C.E. ; NEELIN, J.D. Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. **Journal of Atmospheric Science**, v. 66, pp. 1665-1683, 2008.

HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. 4ª Edição, 2004.

HOPPER JR, L.J. ; SCHUMACHER, C. Baroclinicity influences on storm divergence and stratiform rain: subtropical upper-level disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 137, pp. 1338-1357, 2009.

HUTCHINSON T. A. ; SOUSOUNIS P. ; MARSHALL S. **WRF enhancements for operational simulation**. WRF/MM5 User's Workshop, 2005.

KAYANO, M.T. ; OLIVEIRA, C.P. ; ANDREOLI, R.V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, pp. 1439-1448, 2009.

Klemp. J. B. **Convection resolving forecasting with the WRF Model**. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2005.

KURSCHARSKI, F. ; POLZIN D. ; HASTENRATH, S. Teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts: modeling and empirical evidence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.2, pp.115-125, 2008.

LIN, Y.L. **Mesoscale Dynamics**. Cambridge University Press, 2007.

LIU, Z. Oceanic Regulation of the Atmospheric Walker Circulation. **Bulletin of the**

American Meteorological Society, v. 78, n. 3, pp. 407 – 412, 1997.

MACEDO, L.R. ; HENKES, A.F. ; YAMASAKI, Y. Modelo WRF Na Previsão de um Evento Severo no Rio Grande do Sul. IV Encontro Sul-Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** 2011.

MANABE, S. : STOUFFER, R. J. Role of ocean on the global warming, **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 85b, pp. 385-403, 2007.

MENEZES, H.E.A. ; BRITO, J.I.B. DE ; SANTOS, C.A.C. DOS ; SILVA, L.L. Da. A relação entre a temperatura da superfície dos oceanos tropicais e a duração dos veranicos no estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n.2, pp. 152-161, 2008.

MERLIS, T.M. ; SCHNEIDER, T. Changes in Zonal Surface Temperature Gradients and Walker Circulations in a Wide Range of Climates. **Journal of Climate**. v. 24, n. 17, pp. 4757-4768, 2011.

MICHALAKES, J. ; DUDHIA, J. ; GILL, D. ; HENDERSON, T. ; KLEMP, J. ; SKAMAROCK, W. ; WANG, W. The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance. 11° ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology, **Anais...**, pp. 156-168, 2005.

MILTON, S.F. ; EARNSHAW, P. Evaluation of surface water and energy cycles in the met office global NWP using CEOP data. **Journal of the Meteorological of Japan**, v. 85a, pp. 43-72, 2007.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **Nova Delimitação do Semi-Árido Brasileiro**. Relatório, Distrito Federal – DF, Brasil, 2005.

MINUZZI, R.B. ; SEDIYAMA, G.C. ; COSTA, J.M.N. DA ; VIANELLO, R.L. Influência da La Nina na estação chuvosa da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, pp. 345-353, 2007.

MOLION, L.C.B. ; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MOLION, L.C.B. Clima global, atividade solar, ODP, El NIÑO e vulcões. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais...** 2006.

MOTA, M.A.S. DA ; NOBRE, C.A. Relação da variabilidade de Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) com a precipitação e a Alta Da Bolívia durante a campanha "WET-AMC/LBA". **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 21, n. 3, pp. 344-355, 2006.

MOURA, A. D. ; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Journal of the Atmospheric Science**, v.38, n.12, pp. 2653-2673, 1981.

- MOURA, G.B. DE A. ; ARAGÃO, J.O.R. DE ; MELO, J.S.P. DE ; SILVA, A.P.N. DA ; GIONGO, P.R. ; LACERDA, F.F. Relação entre a precipitação do leste do nordeste do Brasil e a temperatura dos Oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.4, pp. 462-469, 2009.
- NCAR, **ARW User Guide**, 2009.
- NERY, J.T. Dinâmica climática da região sul do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, pp. 61-75, 2005.
- NÓBREGA, R.S. ; CAVALCANTI, E.P. Variabilidade sazonal e intra-anual da reciclagem de vapor d'água no Brasil. **Revista de Geografia**, v. 17, n. 1, pp. 169 – 184, 2010.
- NÓBREGA, R.S. ; CAVALCANTI, E.P. ; SOUZA, E.P. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 20, n. 2, pp. 253-262, 2005.
- PARMEZANI, J.M. ; RIBEIRO, G.E. ; SOUZA, J.R.S. DE ; GUEDES, R.L. ; RAO, V.B. Associação entre ZCAS e a ocorrência de El Niño E La Niña. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998, Brasília. **Anais...** 1998.
- PEIXOTO, J.P. ; OORT, A.H. The climatology of relative humidity in the atmosphere. **Journal of Climate**, v. 9, pp. 3443-3463, 1996.
- PEREIRA NETO, A.V. Comportamento da previsão simulada pelo modelo WRF instalado no centro nacional de meteorologia aeronáutica. IV Simpósio Internacional de Climatologia, **Anais...** 2011.
- RAMAGI, C.S. ; HORI, A.M. Meteorological aspect of El Niño, **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 9, pp. 1827-1835, 1981.
- Randall R. **An Introduction to Atmospheric Modeling**. Fall, 2004.
- RAO, V.B. ; MARQUES, V.S. Water vapor characteristic over northeast Brazil during two contrasting year. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, pp. 440-444, 1983.
- RASMUSSEN, E. M. ; CARPENTER, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, pp. 354-384, 1992.
- REBOITA, M.S. ; GAN, M.A. ; ROCHA, R.P. DA ; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.2, pp. 185-204, 2010.
- RODRIGUES, G. R. ; FARIAS FILHO, J. R. Eficiência energética e controle de gases de efeito estufa em refinaria de petróleo – indicador de emissões evitadas de GEE. Iv

Congresso Nacional De Excelência Em Gestão, **Anais...** 2008.

ROPELEWSKI, C.F. ; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, pp. 268-284, 1989.

ROUAULT, M. ; WHITE, S.A. ; REASON, C.J.C. ; LUTJEHARMS, J.R.E. ; JOBARD, I. Ocean–Atmosphere Interaction in the Agulhas Current Region and a South African Extreme Weather Event. **Weather and Forecasting**. v. 17, pp. 655-669, 2002.

SANTIR JR, W.J. **Avaliação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste na América do Sul Tropical e adjacências**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, 2008.

SCHELL, I.I. On the nature of Southern Oscillation, **Journal of Meteorology**, v. 13. 1956.

SCHNEIDER, T. ; O’GORMAN, P.A. ; LEVINE, X.J. Water vapor and the dynamics of climate changes. **Rev. Geophysics**, n. 48, pp. 1-22, 2010.

SHERWOOD, S.C. ; WAHRLICH, R. Observed evolution of tropical deep convective events and their environment. **Monthly Weather Review**, v. 127, pp. 1777-1795, 1999.

SHERWOOD, S.C. Convective precursors and predictability in the tropical western Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 127, pp. 2977-2991, 1999.

SHERWOOD, S. C. ; INGRAM, W. ; TSUSHIMA, Y. ; SATOH, M. ; ROBERTS, M. ; VIDALE, P.L. ; O’GORMAN, P. A. Relative humidity changes in a warmer climate. **Journal of Geophysics Research**, v. 115, pp. 1-11, 2010a.

SHERWOOD, S. C. ; ROCA, R. ; WECKWERTH, T.M. ; ANDRONOVA, N.G. Tropospheric water vapor, convection, and climate. **Rev. Geophysics**, v. 48, pp 1-21, 2010b.

SIEDLER, G. ; CHURCH, J. ; GOULD, J. **Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean**, International Geophysics Series, 2001.

SOLOMON, S. ; ROSENLOF, K.H. ; PORTMANN, R.W. ; DANIEL, J.S. ; DAVIS, S.M. ; SANFORD, T.J. ; PLATTNER, G.K. Vapor to decadal changes in the rate of global warming. **Science**, v. 327, pp. 1219-1223, 2010.

SOLOT, S.B. Computation of depth of precipitable water in a column of air. **Monthly Weather Review**, v. 67, n. 4, pp. 100-103, 1939.

SPAR, J. A Suggested technique for quantitative precipitation forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 81, pp. 127-212, 1953.

STEWART, R. **Introduction to Physical Oceanography**. University Copyright, 2005.

STRECK, N.A. ; ROSA, H.T. ; WALTER, L.C. ; BOSCO, L.C. ; LAGO, I. ; HELDWEIN, A.B. O fenômeno El Nino Oscilação Sul e a variabilidade interanual da evaporação tanque classe a e da umidade relativa do ar em santa maria, RS. **Ciência Rural**, v. 38, n.5, pp. 1452-1455, 2008.

TEXEIRA, M.S. ; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, pp. 598–617, 2006.

UVO, C.B. ; REPELLI, C.A. ; ZEBIAK, S.E. ; KUSHNIR Y. The relationship between tropical pacific and Atlantic SST and northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, pp. 551-562, 1997.

VALE SILVA, T.L. do. **Análise da sensibilidade da parametrização de microfísica e cumulus do modelo wrf: estudo de caso dos dias 15 e 16 de maio de 2009 em Alagoas**, Maceió – AL, Trabalho de Conclusão de Curso em Meteorologia, 2009.

VALVERDE RAMIREZ, M.C. ; MARENGO, J.A. Cenário Futuro Da Circulacao Atmosferica Para A Climatologia 2011-2040, Derivado De Uma Media Multimodel Das Simulacoes Dos Modelos Do Ippc Ar4. In: Xv Congresso Brasileiro De Meteorologia Cbmet, **Anais...** 2008,

VAREJÃO, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2, Recife, 2006.

VEIGA, J.A.P. ; RAO, V.B. ; FRANCHITO, S.H. On initiation of the walker circulation during 1982/1983 ENSO event. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n.1, pp. 63-68, 2009.

WALKER, G.T. AND BLISS, E.W. World Weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 3, n. 24, pp. 81-95, 1930.

WALKER, G.T. AND BLISS, E.W. World Weather Vi. **Memoirs of The Royal Meteorological Society**, v. 4, n. 39, pp. 119-139, 1937.

WALKER, G.T. Correlation in seasonal variations of weather, viii. a preliminary study of world –weather. **Memoirs of the India Meteorological Department**, v. 24, n.4, pp. 75-131. 1923.

WALLACE J.M. ; HOBBS, P.V. **Atmospheric Science**, An Introductory Survey. Editora elsevier inc, 2006.

WANG, C. Atmospheric Circulation Cells Associated with the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Climate**. v. 15, pp. 399-419, 2002.

XAVIER, T.M.B. ; XAVIER, A.F.S. ; DIAS, M.A.F.S ; DIAS, P.L.S. Interrelações entre eventos ENOS (ENSO), A ZCIT (ITCZ) no Atlântico e a chuva nas bacias hidrográficas do Ceará. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, pp. 111-126, 2003.

XUE, Y. ; SALES, F. ; LI, W.P. ; MECHOSO, C.R. ; NOBRE, C.A. ; JUANG,H.M. Role of land surface processes in South American monsoon development. **Journal of Climate**, v. 19, pp. 741-762, 2006.

YONEYAMA, K. Moisture variability over the tropical western Pacific ocean, **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 81, n. 2, pp. 317-337, 2003.

ZANG, T. ; HOERLING, M.P. ; PERLWITZ, J. ; SUN, D.Z. ; MURRAY, D. Physics of U.S. surface temperature response to ENSO. **Journal of Climate**. v. 24, n. 18, pp. 4874-4887, 2011.