



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

NAURINETE DE JESUS DA COSTA BARRETO

RELAÇÃO ENTRE OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO, EL NIÑO-OSCILAÇÃO
SUL E A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE VERÃO NA AMÉRICA DO SUL.

Maceió
2009



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

NAURINETE DE JESUS DA COSTA BARRETO

RELAÇÃO ENTRE OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO, EL NIÑO-OSCILAÇÃO
SUL E A CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA DE VERÃO NA AMÉRICA DO SUL.

Dissertação apresentada ao
Instituto de Ciências Atmosféricas
da Universidade Federal de
Alagoas em cumprimento às
exigências para obtenção do grau
de Mestre em Meteorologia.

Orientadores: Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion (ICAT - UFAL)
Dr. Everaldo Barreiros de Souza (FAMET – UFPA)

Maceió
2009

Catlogação na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Maria Auxiliadora G. da Cunha

B273r Barreto, Naurinete de Jesus da Costa.

Relação entre oscilação decadal do pacífico, el niño-oscilação sul e a circulação atmosférica de verão na América do Sul / Naurinete de Jesus da Costa Barreto, 2009.

76 f. : il.

Orientadores: Luiz Carlos Baldicero Molion.
Everaldo Barreiros de Souza.

Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2009.

Bibliografia: f. 70-76.

1. Índice de variabilidade climática. 2. Circulação de Walker. 3. Circulação de Hadley. I. Título.

CDU: 551.58



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-059.

***“RELAÇÃO ENTRE A OSCILAÇÃO DECADAL DO OCEANO
PACÍFICO, EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL E A CIRCULAÇÃO
ATMOSFÉRICA DE VERÃO NA AMÉRICA DO SUL TROPICAL”***

Naurinete de Jesus da Costa Barreto

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Luís Carlos Baldicero Molion
(Orientador)

Prof. Dra. Rita Valéria Andreoli Souza
(Membro Externo – UEA)

Dr. Manoel da Rocha Toledo Filho
(Membro interno)

Maceió – AL
Setembro/2009

“O Rio atinge seus objetivos, porque aprendeu a superar obstáculos”
Lao Tse

“Nem tudo que é ouro fulgura,
Nem todo o vagante é vadio,
velho que é forte perdura
E a raiz funda não sente o frio”.
J.R.R.Tolkin

“A hora mais escura é a que vem antes do sol nascer”
Provérbio árabe

Ofereço, aos meus queridos sobrinhos,
em especial Arthur e André, ao meu pai
Arlindo Lima, minha mãe Maria
Virgínia, irmãos, amigos e amores.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Luiz Carlos Molion, pelo conhecimento, disponibilidade e paciência, principalmente a paciência, durante o mestrado.

Ao Prof. Dr. Everaldo pela amizade, apoio e orientação.

Aos meus pais, Arlindo Rodrigues e Maria Virginia, por estarem sempre ao meu lado mesmo distante.

Ao Zezinho.

Rafael, pelo enorme carinho e dedicação nos momentos difíceis.

A Leidiane por conhecer todos os meus defeitos e ainda continuar minha amiga.

Meus companheiros de mestrado: Markinho, Paulinho, César, Mônica, Fernanda, Fátima e a turma da graduação em especial: Thally, Allan, Eliane e Lincoln pelos excelentes momentos juntos.

Aos professores Marco Maringolo Lemes e Natalia Fedorova pelos conhecimentos transmitidos durante as aulas.

Aos Colegas e amigos de trabalho do LAMEPE (Pernambuco) e NHMET (Amapá), principalmente a: Janduy Guerra, Cláudia Wanzeler “Duarte”, Edmir de Jesus pelo apoio e incentivo para a conclusão deste trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido.

A todos os que não foram citados, mas que igualmente estarão sempre no meu coração.

Caminhem na Luz

RESUMO

Neste trabalho, foi avaliada a variabilidade climática na escala decadal e interanual no Oceano Pacífico, procurando interações dinâmicas com Oceano Atlântico e América do Sul e com foco para a estação de verão austral. Foram utilizados campos mensais do período de 1948 a 1999, correspondendo às duas fases da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Inicialmente, foi criado um índice (IDP) contendo as variabilidades decadais e interanuais e a correlação entre o IDP e outros índices (IOS, ODP) apresentou coeficientes de correlação acima de 0.5 e as correlações com as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM), coeficientes acima de 0.3. Análise dos eventos mostrou que o IDP representou, de forma consistente, os eventos interanuais (ENOS) contidos na variabilidade decadal, em especial os eventos com intensidade de moderado a forte. Foram selecionados eventos em que o IDP apresentou módulo acima de 1 durante os três meses consecutivos de verão austral. Notou-se que os eventos positivos selecionados representaram o fenômeno El Niño e os eventos negativos caracterizaram o padrão de La Niña, que foram associados para elaboração de composições, de acordo com as fases da ODP, ou seja, fase fria de 1948 a 1976 e fase quente de 1977 a 1999. Os resultados mostraram que, durante a fase fria, a frequência de eventos de La Nina foi maior que a de El Niños. Os eventos de El Niño apresentaram maior intensidade durante a fase quente, enquanto foi observado o oposto com relação aos eventos de La Nina, que foram menos frequentes e menor intensidade. Os eventos de El Niño da fase fria e os de La Nina da fase quente apesar de serem em número menor, causaram maior impactos sobre a circulação de verão da América do Sul, principalmente no que se refere ao posicionamento da alta da Bolívia, do cavado sobre o Nordeste e da Zona de convergência Intertropical e na precipitação.

Palavras-chaves: índice de variabilidade climática, circulação de Walker, circulação de Hadley.

ABSTRACT

The Pacific Ocean climate variability was analyzed in decadal and interannual scales in order to understand the interaction of it with the Atlantic Ocean and South America during the southern hemisphere summertime. For the analysis, monthly means of different meteorological variables were used for the time period from 1948 to 1999, corresponding to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) phases. At the beginning an appropriate index (IDP), describing the decadal and interannual variability, was created, such way that its correlation with other climate indexes, just as SOI and PDO, resulted in coefficients above 0.5 and correlation coefficients between IDP and sea surface temperatures anomalies (SST) were above 0.3. Through events analysis, it was shown that the IDP is a satisfactory representer of interannual events subjected to the decadal variability, like ENSO, specially of moderate and strong events. IDP absolute values over 1 during the southern hemisphere summertime were selected. It was noticed that positive events were related to El Niño occurrence, and negative events to La Niña. They were all analyzed and grouped according to the PDO phases. (cold phase – 1948 to 1976; warm phase – 1977 to 1999). The results showed that, during the cold phase, more La Niña events have occurred but not as strong as the El Niños, however, during the warm phase, events of El Niño have greater intensity during the warm phase and La Niña events are fewer in number and greater in intensity. El Niños occurrences during PDO cold phase and warm phase La Niñas, although in a smaller number, results in greater impacts over South America summer circulation, especially regarding to the Bolivian High positioning, the Northeastern trough and the Intertropical Convergence Zone.

Key-words: Climate variability index, Walker circulation, Hadley circulation.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. PADRÕES DE TSM E DO VENTO NAS FASES POSITIVA E NEGATIVA DA ODP. FONTE: MANTUA,1997	19
FIGURA 2. SÉRIE TEMPORAL DO ÍNDICE DA OSCILAÇÃO DECENAL DO PACÍFICO PARA O PERÍODO DE 1900 A 2006. FONTE: ADAPTADO DE: HTTP://IMG235.IMAGESHACK.US/IMG235/2899/PDO1BK7.JPG	19
FIGURA 3. SÉRIE TEMPORAL DO ÍNDICE MULTIVARIADO DE EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL PARA O PERÍODO DE 1947 A 2007. MODIFICADO DE WOLTER E TIMLIN (1998).....	20
FIGURA 4. DOMÍNIO ESPACIAL DOS DADOS UTILIZADOS, REGIÕES TRACEJADA INDICAM LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS COM REPRESENTAÇÃO DOS ÍNDICES DO NINO 3 - 4 E ODP, QUADRADOS MENORES PONTOS DE GRADE QUE FORAM RETIRADAS SERIES TEMPORAIS PARA O CÁLCULO DO NOVO ÍNDICE.....	34
FIGURA 5. COMPOSIÇÕES SAZONAIS DA TSM (°C), OBSERVADAS DURANTE A FASE FRIA, A) DJF, B) MAM, C) JJA, D) SON. CONTORNOS COM INTERVALO DE 0,1°C, (ISOLINHAS DE ZERO OMITIDA). ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS).....	41
FIGURA 6 COMPOSIÇÕES SAZONAIS DA TSM (°C), OBSERVADAS DURANTE A FASE QUENTE, A) DJF, B) MAM, C) JJA, D) SON. CONTORNOS COM INTERVALO DE 0,1°C, (ISOLINHAS DE ZERO OMITIDA). ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS)	43

FIGURA 7: MÉDIAS MENSAIS DO IDP (BARRAS) E TENDÊNCIA LINEAR (LINHA CONTÍNUA), BARRAS VERMELHAS (AZUIS) INDICAM IDP MAIOR (MENOR) QUE 1.....	45
FIGURA 8. A) COEFICIENTES DA EPO CALCULADO PARA O IDP, B) CORRESPONDENTE GLOBAL. AS ÁREAS EM TONS DE CINZA EM (A) SÃO AMPLITUDES DA PARTE REAL DOS COEFICIENTES DO EPO COM VALORES POSITIVOS E NEGATIVOS CONFORME ESCALA ABAIXO (-5 A +5). OS CONTORNOS EM PRETOS DELIMITAM OS COEFICIENTES DA ONDELETA ESTATISTICAMENTE SIGNIFICANTE AO NÍVEL DE 90%. A REGIÃO DO CONE DE INFLUÊNCIA É INDICADA PELA LINHA VERMELHA CONTÍNUA. A LINHA PRETA CONTÍNUA EM (B) É O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA EM 10%.	47
FIGURA 9 COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE OS ÍNDICES IDP E AS ANOMALIA DE TSM NORMALIZADAS, PARA O PERÍODO DE JANEIRO DE 1948 A DEZEMBRO DE 2007. CORRELAÇÕES ACIMA DE 0,2 APRESENTAM SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA AO NÍVEL DE 90%.....	49
FIGURA 10: CORRELAÇÃO TOTAL ENTRE OS ÍNDICES IDP E ODP (A), IOS (B) E MEI (C). AS LINHAS SÓLIDAS REPRESENTAM AS TENDÊNCIAS.	51
FIGURA 11. MEDIA MENSAL DO IDP PARA DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO.	52
FIGURA 12. COMPOSIÇÕES DAS ANOMALIAS DE TSM (°C), OBSERVADAS DURANTE A FASE FRIA, A) EVENTOS POSITIVOS, B) EVENTOS NEGATIVO. CONTORNOS COM INTERVALO DE ACORDO COM A ESCALA DE CORES (ISOLINHAS DE ZERO OMITIDA). ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS).	55
FIGURA 13. COMPOSIÇÃO PARA OS EVENTOS POSITIVOS DA FF; A) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL ZONAL (5°S-5°N) EM M.S-1, B) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL MERIDIONAL (55°W-45°W) EM M.S-1; C) LINHAS DE CORRENTES EM 200HPA EM M.S-1 E ANOMALIA DE ROL EM	

W.M-2; D) ANOMALIA DE VENTO EM 850HPA(M.S-1) E ANOMALIAS DE CHUVA (MM.DIA-1). ANOMALIAS ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS) AO NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 90%.....57

FIGURA 14. COMPOSIÇÃO PARA OS EVENTOS NEGATIVOS DA FF; A) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL ZONAL (5°S-5°N) EM M.S-1, B) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL MERIDIONAL (55°W-45°W) EM M.S-1; C) LINHAS DE CORRENTES EM 200HPA EM M.S-1 E ANOMALIA DE ROL EM W.M-2; D) ANOMALIA DE VENTO EM 850HPA(M.S-1) E ANOMALIAS DE CHUVA (MM.DIA-1). ANOMALIAS ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS) AO NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 90%.59

FIGURA 15. COMPOSIÇÕES DAS ANOMALIAS DE TSM (°C), OBSERVADAS DURANTE A FASE QUENTE, A) EVENTOS POSITIVOS, B) EVENTOS NEGATIVO. CONTORNOS COM INTERVALO DE ACORDO COM A ESCALA DE CORES (ISOLINHAS DE ZERO OMITIDA). ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS). IDEM A FIGURA 12, PORÉM PARA A FASE QUENTE DA ODP61

FIGURA 16. COMPOSIÇÃO PARA OS EVENTOS POSITIVOS DA FQ; A) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL ZONAL (5°S-5°N) EM M.S-1, B) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL MERIDIONAL (55°W-45°W) EM M.S-1; C) LINHAS DE CORRENTES EM 200HPA EM M.S-1 E ANOMALIA DE ROL EM W.M-2; D) ANOMALIA DE VENTO EM 850HPA(M.S-1) E ANOMALIAS DE CHUVA (MM.DIA-1). ANOMALIAS ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS) AO NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 90%.....63

FIGURA 17. COMPOSIÇÃO PARA OS EVENTOS NEGATIVOS DA FQ; A) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL ZONAL (5°S - 5°N) EM M.S-1, B) ANOMALIA DO MOVIMENTO VERTICAL MERIDIONAL (55°W - 45°W) EM M.S-1; C) LINHAS DE CORRENTES EM 200HPA EM M.S-1 E ANOMALIA DE ROL EM W.M-2; D) ANOMALIA DE VENTO EM 850HPA(M.S-1) E ANOMALIAS DE CHUVA (MM.DIA-1). ANOMALIAS ISOLINHAS CONTÍNUAS (TRACEJADAS) E SOMBREAMENTO DO AMARELO A VERMELHO (AZUL CLARO A ROXO) REPRESENTAM ANOMALIAS POSITIVAS (NEGATIVAS) AO NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 90%.....65

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE O IDP E ODP, IOS, IME, PARA OS PERÍODOS DE DEZEMBRO-JANEIRO-FEVEREIRO (DJF), MARÇO-ABRIL-MAIO (MAM), JUNHO-JULHO-AGOSTO (JJA), E SETEMBRO-OUTUBRO-NOVEMBRO (SON)..... 50

TABELA 2. EVENTOS SELECIONADOS PARA REALIZAR A COMPOSIÇÃO DOS MESES DE DEZEMBRO A FEVEREIRO. BARRAS VERMELHAS (AZUIS) INDICAM IDP MAIOR (MENOR) QUE 1..... 53

LISTA DE SIGLAS

ALTA DA BOLÍVIA (AB).....	28
CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (CGA).....	24
dezembro – janeiro – fevereiro (DJF).....	40
El Niño –Oscilação Sul (ENOS).....	18
espectro de potência da ondeleta (EPO).....	37
Fase Fria (FF) 18	
Fase Quente (FQ).....	18
Figura 2 19	
índice de ODP (IODP).....	19
Índice Interdecadal do Pacífico (IDP).....	38
Índices Multivariados do ENOS (MEI).....	50
junho – julho - agosto (JJA).....	40
março – abril - maio (MAM).....	40
Negativos da Fase Quente(NFQ).....	64
Nordeste do Brasil (NEB).....	56
Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).....	18
Oscilação Sul (IOS).....	50
setembro – outubro – novembro (SON).....	40
Sistema Frontal do Hemisfério Norte (SFHN).....	32
Sistema Frontal do Hemisfério Sul (SFHS).....	32
Temperatura da Superfície do Mar (TSM).....	15
Transformada em Ondeletas (TO).....	35
Upward Longwave Radiation Flux (ULWRF).....	34
VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCAN).....	31

Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS).....	29
Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS).....	25
Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	21

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
2.OBJETIVOS.....	17
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	40
6. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	66
7. REFERÊNCIAS.....	69

1. INTRODUÇÃO

A variabilidade climática é entendida como uma propriedade intrínseca do sistema climático terrestre, responsável por oscilações nos padrões da circulação atmosférica, observados em nível local, regional e global (GARCIA, 2006). Existe variabilidade climática em todas as escalas de tempo. Em algumas delas, a variabilidade climática vem de processos de natureza aleatória ou tem causa múltipla e complexa que dificulta a previsão. Até pouco tempo, muitas das aplicações das informações climáticas se limitavam à premissa de que o clima era estacionário, ao menos na escala decadal e, portanto, o clima futuro seria similar àquele do passado imediato. Entretanto, a hipótese de que as séries climáticas ou seus derivados são estacionários não parece tão apropriada (BARROS, 2006).

As variações climáticas são provocadas por modificações nas forçantes climáticas. Uma forçante é uma mudança imposta no balanço de energia planetária que, tipicamente, causa uma mudança na temperatura global. Forçantes impostas no sistema climático podem ser classificadas em duas categorias: externas e internas. Forçantes externas são causadas por variações em agentes fora do sistema climático, tais como flutuações na radiação solar. Por outro lado, forçantes internas, tais como, mudanças nas temperaturas da superfície dos oceanos, na cobertura de gelo, aumento dos gases do efeito estufa (GEEs) e desflorestamento, induzem variações nos componentes do sistema climático. Além dessas, as forçantes de longo prazo que ocorrem como resultado da deriva continental, surgimento de uma montanha e mudanças na polaridade do campo magnético da Terra influencia a atmosfera e, então, todo o clima (SALVADOR, 2007).

Os oceanos têm um papel importante na modulação da variabilidade climática através de processos dinâmicos e termodinâmicos envolvidos na complexa interação entre esses e a atmosfera. Isso se deve ao fato dos oceanos servirem de forçante para a atmosfera bem como por ocuparem 71% da superfície terrestre e também por controlar as trocas de calor latente e sensível (KAYANO and ANDREOLI, 2006). Assim a temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos tem um papel preponderante na variabilidade climática interanual a interdecenal, já

que é a principal condição de contorno inferior do sistema climático que modula o clima global (GERÓLAMO, 2008).

De maneira geral, as anomalias de TSM influenciam a atmosfera pela alteração do fluxo de calor latente e sensível do oceano e, dessa forma, produzem padrões de aquecimento anômalo. Anomalias tropicais têm seus maiores efeitos no Pacífico Oeste, onde as médias de TSM são muito altas e, assim, uma pequena anomalia positiva pode gerar um grande aumento na evaporação, devido ao aumento exponencial da pressão de vapor de saturação com a temperatura. Por continuidade de massa, os movimentos ascendentes em convecção cumulonimbus requerem convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis (HOLTON, 1992).

Dessa forma, considerando os oceanos como um dos principais moduladores do clima, devido a grande capacidade térmica. O oceano Pacífico assume papel significativo em tais modulações, já que se trata do maior oceano do planeta, ocupando cerca de 40% da superfície terrestre, e os fenômenos associados a sua variabilidade térmica afetam direta e indiretamente todo o Globo.

2.OBJETIVOS

2.1 GERAL

- Avaliar a variabilidade climática na escala decadal e interanual no Oceano Pacífico, buscando interações com o Oceano Atlântico e América do Sul, com foco para a estação de verão austral (dezembro-janeiro-fevereiro) .

2.2 ESPECÍFICOS

a) Identificar um índice que expresse a variabilidade climática do Oceano Pacífico, tanto a variabilidade decadal como a interanual.

b) Verificar, com base nesse índice, quais os principais modos de variabilidade temporal observados sobre o Oceano Pacífico.

c) Correlacionar esse índice com as anomalias de temperatura da superfície do mar, investigando o padrão espacial da variabilidade do Pacífico e do Atlântico, assim como correlacionar com outros índices utilizados na caracterização da variabilidade climática sobre o Oceano Pacífico.

d) Avaliar os padrões oceânicos e atmosféricos associados aos eventos extremos de variações interanuais, contidas dentro das variações decadais, utilizando técnica de composição.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (ODP)

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) é uma flutuação da TSM do Oceano Pacífico, semelhante ao fenômeno El Niño –Oscilação Sul (ENOS), porém com um padrão de baixa frequência, variando em uma escala de tempo interdecadal, onde temperaturas da superfície do mar tornam-se mais frias e mais quentes a cada 20 a 30 anos (MANTUA et al, 1997).

Da mesma forma que o ENOS, existem duas fases da ODP, conforme ilustra a Figura 1. A Fase Fria (FF), em que as anomalias da TSM no Pacífico tropical são negativas e as do Pacífico extratropical norte e sul são positivas, e a fase quente que apresenta configuração contrária, ou seja, anomalias positivas de TSM no Pacífico Tropical e anomalias negativas no Pacífico extratropical. A última fase fria ocorreu no período de 1948 - 1976, enquanto a fase quente se estendeu de 1977 – 1999. A partir de 1999 a ODP mostra indícios de ter entrado novamente em sua fase negativa na qual, deve permanecer possivelmente até cerca de 2025 (MOLION, 2005).

Segundo Zhang et al (1997), a Fase Quente (FQ) da ODP está associada com ar seco e inverno mais quente na região noroeste do Pacífico, com menos precipitação e neve nas montanhas a oeste dos Estados Unidos e do Canadá, com águas aquecidas no Pacífico tropical leste e na estreita banda ao longo da costa do Alasca e do oeste dos Estados Unidos e do Canadá, e com águas mais frias que o normal em uma grande área do Pacífico norte.

Pacific Decadal Oscillation

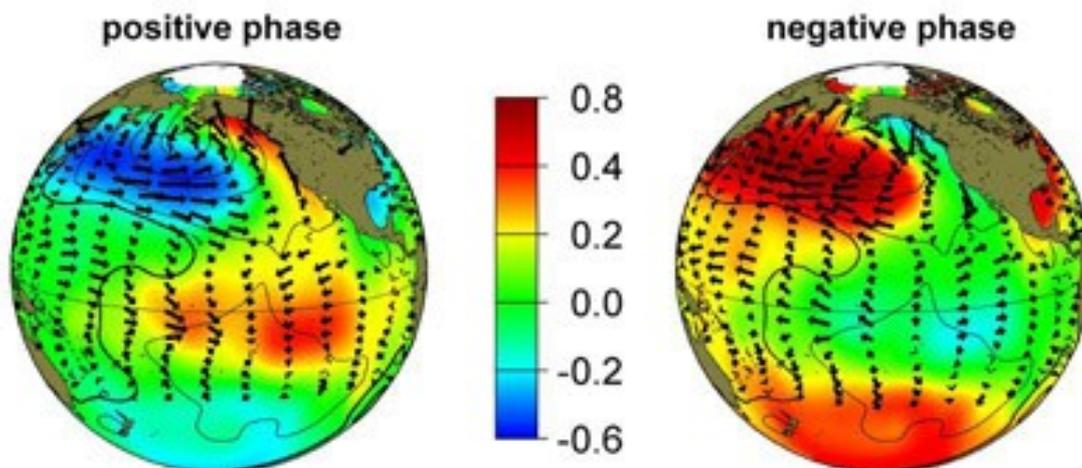


Figura 1. Padrões de TSM e do vento nas fases positiva e negativa da ODP. Fonte: Mantua,1997

A intensidade da ODP é medida através de um índice definido por Mantua et al (1997), o IODP (Figura 2). Este índice de ODP (IODP) baseia-se na componente principal do primeiro modo da análise de Funções Ortogonais Empíricas das anomalias de TSM ao norte de 20°N no Pacífico. Quando o IODP é positivo, prevalecem águas superficiais mais quentes que o normal no Pacífico tropical e leste, e águas mais frias que o normal no Pacífico norte; para IODP negativo, o padrão de TSM apresenta configuração inversa.

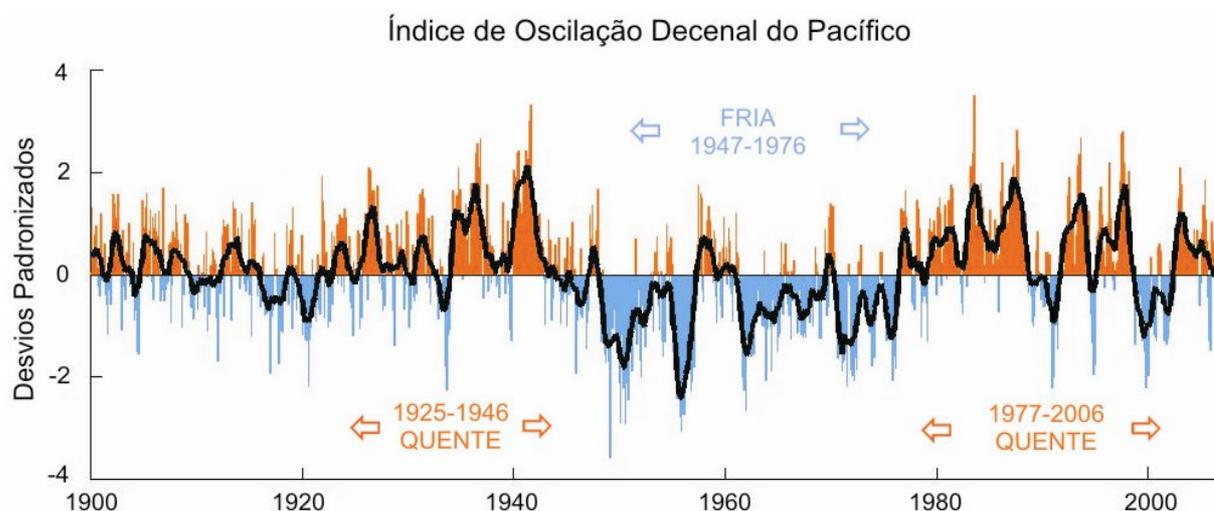


Figura 2. Série temporal do Índice da Oscilação Decenal do Pacífico para o período de 1900 a 2006. Fonte: Adaptado de: <http://img235.imageshack.us/img235/2899/pdo1bk7.jpg>.

Mantua et al. (1997) comparando o IODP com o inverso do IOS, durante o período de 1900 a 2000, notaram que durante a ODP(+) (1925-1946 e 1977-2000) houve uma maior ocorrência de El Niños, enquanto que na ODP(-) (1900-1924 e 1947-1976) observou-se um maior número de La Niñas apenas no período 1900-1924.

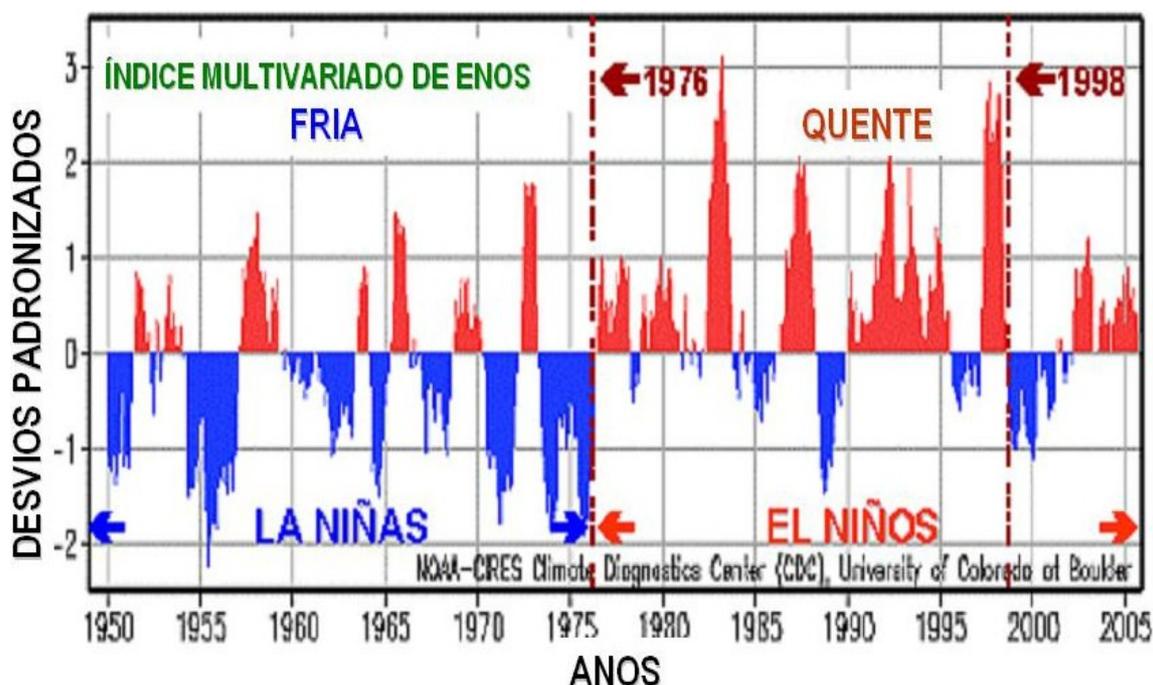


Figura 3. Série temporal do Índice Multivariado de El Niño-Oscilação Sul para o período de 1947 a 2007. Modificado de Wolter e Timlin (1998).

Wang e Picaut (2004) mostraram, através de composições calculadas pela média de anomalias de TSMs durante o período março-maio do ano de El Niño, que há um comportamento distinto entre os El Niños durante as fases positiva e negativa da ODP. Foi observado que os El Niños que ocorreram na fase negativa foram iniciados com o aquecimento próximo às costas do Peru e Equador e a área aquecida se expandiu para oeste, enquanto os El Niños que ocorreram na fase positiva se iniciaram predominantemente com o aquecimento no lado oeste do Pacífico tropical, e a área aquecida se expandiu para leste.

Kayano and Andreoli (2006) concluíram que a ODP e a intensidade das teleconexões do ENOS possuem efeitos combinados na distribuição anômala da precipitação na América do Sul, o que cria um “background” para essas

teleconexões agirem construtivamente (destrutivamente) quando o ENOS e a ODP estão na mesma fase (fases opostas).

Andrade (2007), com base nas configurações de radiação em ondas longas (ROL) emergente, TSM, do campo de vento em baixos níveis, movimentos verticais e precipitação, indicou que a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico esteve mais intensa e posicionada mais ao sul de sua média climatológica durante março-maio na fase quente (1977-1998) da ODP quando comparada a sua fase fria (1947-1976).

Essa variação média em escala de tempo decadal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) deve afetar de maneira significativa o balanço radiativo da região tropical. Durante a fase quente, com a ZCIT posicionada mais ao sul, há o aumento da nebulosidade, reduzindo o fluxo de radiação solar que atinge a superfície terrestre e, durante a fase fria, estando mais ao norte e posicionada sobre o Oceano Atlântico, o fluxo de radiação solar aumenta e, com a redução de evapotranspiração, a temperatura do ar tende a aumentar. A redução da precipitação e o aumento da temperatura do ar no leste e sul da Amazônia geram uma frequência maior de estresse hídrico para a floresta, afetando seus diferentes ecossistemas (ANDRADE, 2007).

Garcia (2006), estudando a influência da ODP no sistema de monção de América do Sul, observou que tal sistema varia na escala multidecadal, obedecendo ao modo dominante sazonal. Notou grande consistência entre as variáveis sobre a América do Sul, já que, na fase negativa (positiva) da ODP ocorrida antes (depois) de 1975, o ar mais frio (quente) em baixos níveis coincide com anomalias de pressão ao nível médio do mar positivas (negativas), movimento descendente (ascendente) anômalo, pares de ciclones (anticiclones) simétricos em relação ao equador à oeste da região e anomalias negativas (positivas) de água precipitável. Isso indica um enfraquecimento (fortalecimento) do sistema de monção da América do Sul na fase negativa (positiva) da ODP.

3.2. VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL

Na escala de tempo interanual, o fenômeno o ENOS é considerado como o mais relevante sinal climático nos trópicos, com efeitos que se estendem do Pacífico tropical para todo o globo (PHILANDER, 1990). A Oscilação Sul é uma flutuação no campo de pressão que apresenta uma variação de 2-10 anos, com dipolos sobre o Pacífico sudeste e grandes regiões da Indonésia-Australia atravessando o Pacífico tropical na direção leste-oeste.

Embora essa variação de pressão de longo período em larga escala tenha sido estudada a mais de um século, sua relação com o fenômeno El Niño sobre a costa Oeste da América do Sul só foi reconhecida na década de setenta (HASTENRATH, 1985).

A Oscilação Sul apresenta uma fase positiva (La Niña), caracterizada pela intensificação dos centros de pressão. O primeiro (alta pressão) localizado sobre o Pacífico Sudeste, onde as águas são particularmente frias. O segundo (baixa pressão) se apresenta fortemente desenvolvido sobre a Indonésia. Os ventos Alísios se intensificam, percorrendo o Pacífico equatorial, empilhando água em sua extremidade ocidental. Na atmosfera, a circulação de Walker, ao longo do Pacífico equatorial, é intensa, caracterizando não apenas um forte escoamento de superfície de leste, mas também forte fluxo superior de oeste, assim como movimentos ascendentes e pronunciada convecção sobre o dipolo da Indonésia e marcada subsidência sobre o dipolo do Pacífico leste.

Durante a fase negativa da Oscilação Sul (El Niño), tanto a Alta do Pacífico sudeste como a Baixa da Indonésia enfraquecem, e o gradiente de pressão zonal desaparece, ocasionando o enfraquecimento dos alísios na zona equatorial. Esse enfraquecimento dos ventos Alísios incita ondas oceânicas de Kelvin equatoriais, que se deslocam para extremidade leste do Pacífico em um período de 2-3 meses, onde se manifestam no aquecimento da superfície oceânica, atingindo um pico máximo aproximadamente em março-abril na marcha anual (HASTENRATH, 1985).

Ao mesmo tempo, esse enfraquecimento do campo de ventos força uma onda de Rossby, fora dos trópicos, que se desloca para oeste do Pacífico seis meses depois. À medida que a onda de Kelvin se propaga, eleva o nível do mar e aprofunda a termoclina no leste do Pacífico, enquanto a onda de Rossby tem o efeito oposto, restabelecendo a termoclina. Essa é uma das possíveis gênesis de um evento El Niño e a condição que precede o evento da onda de Kelvin parece ser o acúmulo de águas anormalmente quentes entre 150 -250 m de profundidade no Pacífico ocidental (CAVALCANTI, 2002).

Investigando o padrão de precipitação em escala regional e global que tinha associação com o ENOS, Ropelewski e Halpert (1987) observaram que quatro regiões na Austrália, duas na América do Norte, duas na América do Sul, duas na Índia, duas na África, e uma na América Central, apresentavam variações no padrão de precipitação associadas a esse fenômeno. Sobre o Brasil, Souza et al., (2000) indicaram que existem três áreas de atuação do El Niño, nas regiões do semi-árido do Nordeste, norte e leste da Amazônia e sul do Brasil. O norte e leste da Amazônia junto com o Nordeste são afetados pela diminuição da precipitação.

A bacia do Oceano Atlântico intertropical apresenta dois modos predominantes de variabilidade climática. Um modo de variabilidade equatorial e acoplado com a atmosfera, com flutuações sazonais e interanuais, semelhantes a eventos de ENOS no Pacífico Tropical (CHANG *et al.*, 1997, ZEBIAK, 1993) e com impactos no clima regional das Américas e África (WAGNER e da SILVA, 1994). E outro modo, cujos resultados de estudos mostraram que não tem analogia termodinâmica com o que ocorre na bacia do Oceano Pacífico Tropical, o que é chamado “modo meridional”, caracterizado pelo gradiente norte-sul de anomalias de TSM, de sinais opostos nos setores ao norte e sul do equador, cujo desenvolvimento nem sempre é simultâneo (HUANG e SHUKLA, 1997, SERVAIN 1991). Esse gradiente foi apontado por Hastenrath e Greischar (1993) como o maior fator causal de anomalias climáticas regionais nos trópicos e, junto com o ENOS no Pacífico Equatorial, são apontados como os principais moduladores de grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul.

Namias (1972), descrevendo os efeitos do ciclo sazonal sobre eventos de interação oceano-atmosfera no Oceano Pacífico, mostrou que a quantidade de calor

armazenado na camada de mistura oceânica durante o verão é um importante fator para a predição de eventos de interação oceano-atmosfera nas subseqüentes estações de outono e inverno. Segundo ele, uma anomalia de 1° C na TSM no verão se estendendo no inverno para uma profundidade de 50 m, contém aproximadamente 2×10^{18} J.m⁻² de excesso de energia. Se essa energia é liberada nos meses seguintes, ela pode produzir uma fonte de calor anômala de cerca de 25 W.m⁻², comparado com um aquecimento normal de menos de 80 W.m⁻² no outono normal no Pacífico nordeste.

3.3. CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (CGA)

A Circulação Geral é um sistema de correntes de ar de macro escala que realiza trocas horizontais e verticais entre as massas de ar sobre a Terra, originadas de fatores astronômicos e geofísicos. A geometria orbital do sistema Terra-Sol é determinante na distribuição da radiação solar, enquanto a radiação terrestre ou radiação de ondas longas (ROL) é mais ou menos uniformemente distribuída. Tais fatores fundamentais permitem um transporte de calor para os pólos, por meio dos componentes fluidos do sistema climático que são a atmosfera e o oceano. Outras influências como o albedo da superfície e nuvens, são importantes como mecanismos de realimentação (feedback) no balanço de calor no globo nos contrastes do sistema climático(VIANELLO, 1991).

Existem duas teorias que buscam explicar a CGA. A teoria térmica, que apresenta como causa principal o aquecimento da superfície na região do equador provocando a formação das células de Hadley e Ferrel, e a teoria dinâmica desenvolvida por Rossby, que propõe que a circulação geral seja observada pelo deslocamento do ar frio das regiões polares que provoca a formação de ondas com zonas frontais e, por fim, a convergência dos ventos Alísios. A Circulação de Hadley é dominante na larga escala em baixas latitudes, enquanto os vórtices transientes baroclínicos ajudados por ondas planetárias quase estacionárias no inverno do

Hemisfério Norte, são dominantes em médias latitudes (TRENBERTH e SOLOMON, 1994). Como as altas subtropicais são regiões de alta evaporação no globo, parte dessa umidade é transportada para os pólos pelos vórtices transientes e para o equador pelo ramo das Circulações de Hadley e Walker para ser convertida em calor latente de condensação na ZCIT e Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (TRENBERTH e STEPANIAK, 2003a, 2003b).

3.4. ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL (ZCIT)

A confluência dos ventos de nordeste e sudeste originados dos anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Atlântico Sul caracteriza, uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, associada com altos índices pluviométricos. Essa estreita banda de convergência dos ventos Alísios e fluxo de umidade se estendem pela bacia oceânica inteira, com uma orientação zonal, definindo a ZCIT sobre o Atlântico e Pacífico (HASTENRATH, 1985).

Na escala planetária, a ZCIT é o ramo ascendente da Célula de Hadley, apresentando uma energética caracterizada pela importação de vapor d'água, concentrado nas camadas inferiores da atmosfera, e exportação de energia e calor sensível pela alta troposfera, que resulta na transferência de calor da zona do cavado equatorial para altas latitudes, contribuindo para manutenção do balanço térmico global (HASTENRATH, 1985). Na ZCIT do Atlântico e Pacífico, predominam convergência na baixa troposfera, movimentos ascendentes na média troposfera, divergência na alta troposfera, bem como água precipitável concentrada em sua região durante o ano todo (CURTIS e HASTENRATH, 1999). Havendo interação de diferentes sistemas tais como: a Zona de Confluência dos ventos Alísios do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, zona do cavado equatorial, zona de máxima TSM e a zona de máxima convergência e cobertura de nuvens convectivas (UVO, 1989). Esses sistemas localizam-se mais ao norte do equador geográfico, resultando

de assimetrias climáticas proeminentes sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Tropical decorrente da interação oceano-atmosfera e da desigual distribuição dos continentes (PHILANDER et al., 1996).

Os sistemas que interagem para produzir a ZCIT também possuem um deslocamento conjunto meridional no ciclo anual, decorrente do deslocamento relativo do sol entre os trópicos. Então, diferentes variáveis físicas são usadas com a finalidade de se fazer um estudo da localização da ZCIT, como a cobertura de nuvens, componente meridional do vento nos baixos níveis, pressão ao nível médio do mar. Estoque e Douglas (1978), analisando a estrutura vertical da ZCIT, observaram que ela apresenta uma variação de acordo com a zona do cavado equatorial e consideraram como variável representativa da ZCIT, a região de máxima nebulosidade. Segundo Mendes et al. (2000), a temperatura de brilho e ROL são duas das mais importantes ferramentas para se obter o posicionamento médio da ZCIT.

Existem duas teorias que buscam explicar as causas da formação da ZCIT. A teoria térmica da CGA, que atribui a formação desse sistema ao aquecimento da superfície na região do equador, e a teoria dinâmica, que diz que a convergência dos Ventos Alísios provoca a convergência do ar e movimentos ascendentes sobre o equador como a resposta dos processos de formação das famílias dos ciclones e anticiclones nas regiões polares (FEDOROVA, 2001).

De acordo com Peagle (1987), a atividade da ZCIT apresenta uma taxa de aquecimento muito grande resultante da liberação de calor latente de condensação, podendo o aquecimento ser, localmente, muito maior do que os efeitos radiativos. Essa natureza da atividade convectiva da ZCIT parece estar fortemente ligada à atividade convectiva sobre a África. Durante o ano inteiro, sistemas frontais do Hemisfério Norte penetram no continente africano, dando origem a grandes complexos convectivos de escala subsinótica, que produzem grandes totais pluviométricos na faixa de 15° N e 5° S. As ondas de gravidade geradas por eles, deslocam-se sobre o Oceano Atlântico equatorial e subtropical e intensificam a ZCIT de forma pulsante (MOLION e BERNARDO, 2002).

Em sua marcha anual, a ZCIT alcança sua posição mais ao norte, aproximadamente 15°N, durante o verão boreal, e a sua posição mais ao sul, aproximadamente 5°S, durante o mês de abril (CITEAU et al, 1988, HASTENRATH e HELLER, 1977, HASTENRATH e LAMB, 1977, HASTENRATH, 1985) e sofre variações sazonais com referência a sua posição geográfica, permanecendo perto do equador geográfico nas longitudes predominantemente oceânicas, tais como os Oceanos Pacífico e Atlântico e mostrando somente pequenas variações sazonais, (BARAI, 2005). Seu posicionamento está associado à nebulosidade e a estação chuvosa na região Norte do Brasil. Sobre o continente, a ZCIT migra com a latitude em função da estação do ano à medida que aumenta o aquecimento solar sobre a superfície (FISCH et al., 1999).

Em anos chuvosos sobre o Nordeste brasileiro, nos quais também chove acima da média sobre a Amazônia e Atlântico equatorial, a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto, em anos de seca, a ZCIT retorna ao Hemisfério Norte já em março (SOUZA, 2004). Além disso, há evidências observacionais de que os mecanismos responsáveis pelo deslocamento latitudinal da ZCIT estejam associados a uma cadeia de processos de interação entre o oceano e a atmosfera, envolvendo o acoplamento lateral com distúrbios atmosféricos extratropicais de ambos os hemisférios. Esses contribuem para o aparecimento de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador com sinais opostos, formando, assim, um gradiente meridional de anomalias de TSM, responsável pelo deslocamento e permanência da ZCIT mais para o sul ou para o norte (NOBRE e SHUKLA, 1996).

Dentre as principais características observadas da ZCIT, destacam-se as seguintes: está localizada na faixa tropical, onde existe a presença de fracos gradientes de pressão, predominância da componente meridional enfraquecida e componente zonal mais intensa na superfície e TSM elevada. O valor médio de pressão observada está em torno de 1.008 hPa, onde têm-se a presença de cúmulos e cumulonimbos, cujos topos vão além de 12.000m e altas camadas de cirros. Sobre os continentes, a ZCIT não é tão delineada quanto sobre os oceanos. É responsável por chuvas intensas sobre regiões tropicais como Brasil, África e Indonésia .

3.5. ALTA DA BOLÍVIA (AB)

A Alta da Bolívia (AB) é um sistema com movimento anticiclônico que se forma em altos níveis, iniciando na primavera e atingindo sua intensidade máxima durante o verão da América do Sul. A AB surge a partir da intensificação de um ciclone térmico à superfície, conhecido como Baixa do Chaco, derivado do intenso aquecimento superficial da região do antiplano, centrado sobre a Bolívia, norte do Chile e Peru e, também, devido à intensificação da convecção sobre a região amazônica (OLIVEIRA, 1986).

Surge, em média, em outubro e persiste até abril, sendo janeiro o período mais ativo. A localização geográfica da AB apresenta variação intra-sazonal e interanual aparecendo em outubro sobre o oeste da Amazônia, posicionando-se sobre a Bolívia no verão e deslocando-se em abril para a Amazônia oriental. Esse ciclo associa-se ao deslocamento latitudinal do Sol em relação à Terra. Segundo Kreuels et al (1975), a AB é caracterizada por uma baixa de centro quente, inferior a 150 hPa. As altas temperaturas se estendem da superfície e aumentam até cerca de 300 hPa. Correspondentemente, anomalias geopotenciais são positivas em cerca de 500 hPa, com um máximo entre 150 e 200 hPa.

Diversos estudos observacionais têm mostrado uma relação entre a variação sazonal da precipitação da América do Sul e intensidade e posicionamento da AB, e que há uma ligação dinâmica entre esse sistema e o cavado do Nordeste do Brasil (HOREL et al., 1989, KREUELS et al., 1975) que apresenta características opostas, com centro frio e topo quente.

Observações de Gutman e Schwerdtfeger (1965), mostraram que, no verão do Hemisfério Sul, a camada troposférica entre 200 e 500 hPa aumentava de espessura, devido à liberação de calor latente resultante da convecção profunda e também devido ao calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano. Análises de Modelos de Circulação Geral (MCGs), feita por Lenters e Cook (1997), indicaram que a Alta da Bolívia e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) sobre o Nordeste

brasileiro são gerados em resposta à precipitação sobre a bacia amazônica, Andes central e devido à Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS). A intensa atividade convectiva e a conseqüente liberação de calor latente fornecem a energia necessária para manter a circulação anticiclônica em altos níveis.

É comum referir-se à atividade convectiva profunda de verão austral, precipitação intensa, e características atmosféricas de circulação de grandes escala como Sistema Sul Americano de Monção (SSAM) (JONES e CARVALHO, 2002), sendo que a AB seria modulada por esses sistemas. A variabilidade de SSAM estaria, aparentemente, ligada a flutuações dos ventos alísios sobre o Atlântico equatorial, que tem impacto significativo na interação ar-mar, ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS), assim como variações de TSM interanual e interdecadal sobre o Atlântico. Contudo, pesquisadores como Molion (2004), divergem sobre a aplicação do termo SSAM, discordando da existência de monções clássicas sobre a América do Sul.

3.6. ZONA DE CONVERGÊNCIA DA AMÉRICA DO SUL (ZCAS)

Durante o período de primavera-verão no Hemisfério Sul, sistemas frontais posicionam-se preferencialmente sobre a parte central do continente sul-americano, com seu eixo no sentido noroeste-sudeste, de inclinação variável, associados a uma zona de convergência de umidade denominada de Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) de grande importância no transporte de momentum, calor e umidade nos trópicos (MOLION e BERNARDO, 2002).

Difundida como Zona de Convergência do Atlântico Sul, embora se posicione sobre o continente, (sugerindo-se, a aplicação de termo mais conveniente Zona de Convergência da América do Sul), essa zona tem sido subjetivamente definida como uma banda convectiva alongada, cuja área de atuação engloba o centro sul da bacia amazônica, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da

Bahia, norte do Paraná e se prolonga até o Oceano Atlântico sudoeste. É usualmente identificada pela convergência de umidade na baixa troposfera, penetração de ar frio ao sul da banda de nebulosidade; presença de um cavado a leste da cordilheira dos Andes, associado a movimentos ascendentes e orientado na direção noroeste-sudeste em 500 hPa; pela presença da Alta da Bolívia em altos níveis e um cavado sobre a região Nordeste do Brasil e, em determinadas situações, um vórtice ciclônico e uma faixa de vorticidade anticiclônica em altos níveis, reflete uma interação entre os sistemas tropicais e extratropicais associados ao jato subtropical no lado polar dos sistemas frontais (KODAMA 1992, QUADRO, 1994, SANCHES e SILVA DIAS, 1996).

A formação da ZCAS depende tanto de forçantes locais quanto remotas. Localmente, está associada com a convecção na região amazônica e Brasil central e com a disponibilidade de umidade e baroclinicidade (FIGUEROA et al., 1995) que são determinantes para sua ocorrência, enquanto aparentemente as influências remotas, tal como a convecção na Zona de Convergência do Pacífico Sul, modula o início, duração e localização da ZCAS. De acordo com Barros et al. (2000), a configuração da TSM pode ser importante para o seu posicionamento e intensidade, embora não seja um fator fundamental em sua formação, sendo que a influência da TSM do Atlântico na ZCAS ainda não é muito conhecida.

Ferreira et al. (2004) analisaram padrões atmosféricos dominantes em situações de ZCAS, a partir de uma técnica de composição, utilizando Reanálises do NCEP/NCAR para os meses de verão, bem como dados de radiação de onda longa emergente, para anos de El Niño e La Niña. Seus resultados evidenciaram maior variabilidade de ocorrência de ZCAS em anos de La Niña e uma tendência de ocorrer em média, três episódios em anos de El Niño assim como maior intensificação da convecção sobre o Oceano Atlântico sudoeste para anos de El Niño e maior sobre o continente em anos de La Niña.

Segundo Molion (2004), a convecção de verão na América do Sul é decorrente de dois fenômenos. Um, essencialmente termodinâmico, resultante do aquecimento continental pelo Sol e calor latente (evapotranspiração), liberado nos movimentos ascendentes e a divergência que se estabelece nos níveis altos. Outro dinâmico, relacionado com a penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul.

Uma vez que a AB se estabelece termodinamicamente, os sistemas frontais do Hemisfério Sul, que penetram no Brasil Central, são “ancorados” pela AB, permanecendo semi-estacionários e gerando a ZCAS pela intensificação da convergência do fluxo de umidade transportada pelos Alísios.

3.7. VÓRTICES CICLÔNICOS DE ALTOS NÍVEIS (VCAN)

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), também chamados de Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS), são faixas de intensa atividade convectiva que, observadas por meio de imagens de satélite, têm a forma aproximada de um movimento circular girando no sentido horário. Em sua periferia, particularmente do lado esquerdo, formam-se nuvens produtoras de chuva e no centro há movimentos de ar subsidente, aumentando a pressão à superfície e inibindo a formação de nuvens (KOUSKY e GAN, 1981).

Comparando as configurações da circulação a 200 hPa, observa-se que o escoamento é mais meridional para latitudes baixas durante o verão do HS (período de maior frequência de VCAN) enquanto, para os meses de inverno do HS, as linhas de corrente apresentam-se mais zonais. O caráter meridional desse escoamento é resultante do forte aquecimento sobre os continentes da América do Sul, África e Oceania que induz o desenvolvimento de fortes anticiclones nos altos níveis sobre os três continentes e cavados sobre as áreas oceânicas vizinhas (KOUSKY E GAN, 1981).

Os conhecimentos, acerca dos mecanismos de formação dos VCAN de origem tropical não foram bem definidos ainda. Porém, Kousky e Gan (1981) sugeriram que a penetração de sistemas frontais induz a formação dos VCAN, especialmente nas baixas e médias latitudes. Essa advecção amplifica a crista de nível superior e, conseqüentemente, o cavado à leste, formando, em última instância, um vórtice ciclônico sobre o Atlântico.

Esses vórtices são sistemas de escala sinótica que influenciam fortemente as condições de tempo, pois estão, geralmente, associados a alguns episódios de chuvas intensas (SILVA, 2002). Na região Nordeste do Brasil, tais vórtices formam-se sobre Oceano Atlântico entre os meses de dezembro a março, com maior frequência no mês de janeiro, e sua trajetória normalmente é de leste para oeste. Para Molion (1987), as condições adicionais seriam as penetrações de um Sistema Frontal do Hemisfério Norte (SFHN), ou seus restos, em latitudes equatoriais sobre o Atlântico e o posicionamento da Alta da Bolívia mais para leste de sua posição normal durante o verão da América do Sul, além da penetração de um Sistema Frontal do Hemisfério Sul (SFHS).

A presença de um VCAN foi a causa maior da ocorrência de precipitações muito acima das médias registradas em vários postos pluviométricos no Nordeste brasileiro, principalmente no leste da região, nos anos de 2002 e 2004 (SALVADOR, 2003).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 BASES DE DADOS

A base de dados, utilizada neste trabalho, tem como área de abrangência de 80° S a 80°N em latitude e 120°E a 20°E em longitude apresentada na Figura 4

4.1.1 Dados Oceânicos

Os dados de TSM são valores médios mensais, os quais foram reconstruídos por Smith e Reynolds (2003) e estendidos para o período de 1948-2007 e estão em pontos de grade com resolução de 2° de latitude e 2° de longitude.

Os quadrados menores na Figura 4, representam os pontos de grade onde foram extraídas as anomalias de TSM pra calculo do Índice Interdecadal do Pacífico, que expressa à diferença entre as TSM do Pacífico norte e Pacífico equatorial.

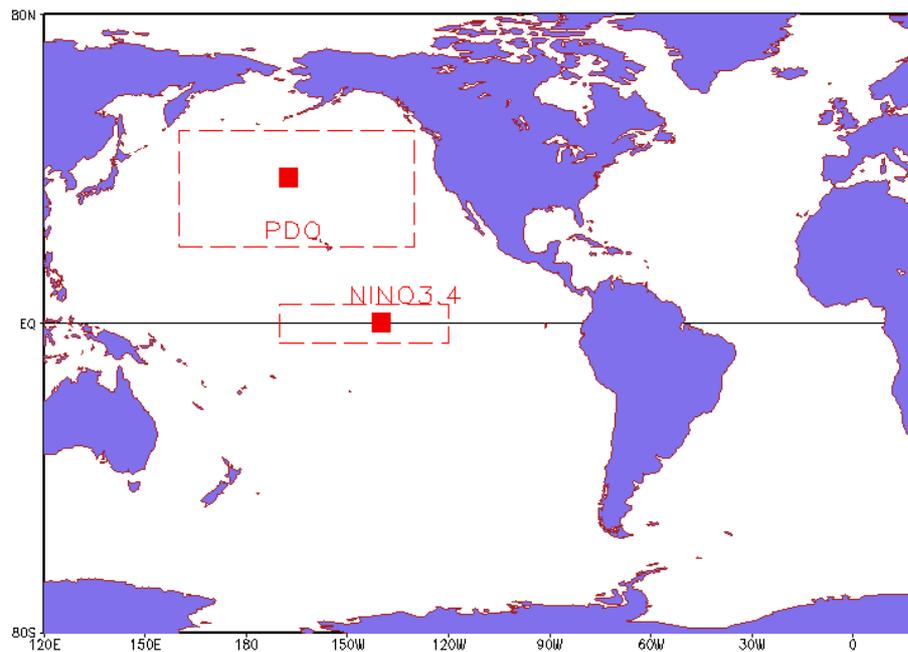


Figura 4. Domínio espacial dos dados utilizados, regiões tracejada indicam localização das áreas com representação dos índices do Nino 3 - 4 e ODP, quadrados menores pontos de grade que foram retiradas series temporais para o cálculo do novo índice

4.1.2 Dados Atmosféricos

O padrão médio da circulação atmosférica foi caracterizado por meio de dados de reanálise do National Centers for Environment Prediction /National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), com espaçamento de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ latitude e longitude, adquiridos juntos ao site do www.cdc.noaa.gov e são descritos com detalhes em Kalnay et al. (1996). As variáveis utilizadas foram índice de precipitação e algumas disponíveis em 12 níveis isobáricos tais como: componente zonal e meridional do vento horizontal, velocidade vertical, Upward Longwave Radiation Flux (ROL) no topo da atmosfera.

4.2 METODOLOGIA

4.2.1 Médias anomalias e climatologia mensal

Com os dados mensais foram calculadas climatologias mensais das variáveis para o período de 1950 a 1999, através da equação 1.

$$\bar{X}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1950}^{j=1999} x_i \quad (1)$$

onde \bar{X}_i é a climatologia para uma determinada variável x_i para um mês i (variando de janeiro a dezembro), N é o número de anos usados $N=51$, $j = 1950$ a 1999 significa a climatologia dos 50 anos. Depois foram calculadas anomalias baseadas nessa climatologia, através da equação 2.

$$xa_i = x_i - \bar{X}_i \quad (2)$$

4.2.2 Transformada em Ondeletas (TO)

A análise da Transformada em Ondeletas (TO) é o método aplicado na detecção, análise e caracterização dos modos de variabilidade climática temporal. A Função $\psi_0(\eta)$, dependo do parâmetro temporal adimensional η , é considerada uma função ondeleta, se a mesma possuir média nula e estiver contida dentro do domínio tempo-freqüência. Neste trabalho, usou-se a função ondeleta de Morlet (Morlet, 1982) expressa pela equação 3.

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \quad (3)$$

Assim, a função de Morlet consiste de uma onda plana expressa por uma exponencial complexa e modulada por uma curva gaussiana. Neste caso, ω_0 é a frequência adimensional considerada igual a 6 para que a condição de admissibilidade de $\psi_0(\eta)$ seja satisfeita e $\eta = t/s$, sendo t o tempo e s a escala da ondeleta. Partindo de uma série temporal X_n com espaçamento D_t constante e $n=0 \dots N-1$, com N sendo o número de pontos da serie temporal (comprimento da serie), então a TO continua de X_n é definida pela equação 4.

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi * \left[\frac{(n' - n) \delta t}{s} \right] \quad (4)$$

Neste caso, (*) denota o complexo conjugado. Portanto, obtém-se $W_n(s)$ através do produto interno de X_n pela forma escalonada e transladada (mudando a posição e a escala) de $\Psi_0(\eta)$. As N convoluções da TO podem ser eficientemente calculadas em cada escala s e, simultaneamente, para todo o n , através de uma rotina de transformada de Fourier padrão. Nesses cálculos, aplica-se uma normalização em cada escala s de modo que $\Psi_0(\eta)$ tenha a unidade de energia. Essa normalização é feita de modo a assegurar que as TO em cada período e escala s sejam aproximadamente comparáveis entre si, facilitando, conseqüentemente, a análise dos resultados. O fato de $\Psi_0(\eta)$ ser complexa implica

$W_n(s)$ ser também uma função complexa. Assim, a TO pode ser dividida em uma parte real $\Re\{W_n(s)\}$ e outra imaginária $\Im\{W_n(s)\}$, com amplitude dada $|W_n(s)|$ e a fase por $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. O espectro de potência da ondeleta (EPO), obtido pelo quadrado da amplitude, $EPO = |W_n(s)|^2$ fornece uma medida da variância da série temporal para cada respectiva escala s e tempo. A plotagem da parte real dos coeficientes de EPO indica uma descrição combinada da intensidade e da fase associada a uma série temporal. A média temporal de EPO resulta no espectro de potencia global da ondeleta (EPGO), o qual é usado para avaliar as mudanças na variância considerando todo o domínio temporal da série, na escolha das escalas s na TO com função de Morlet é conveniente expressar como derivadas da potencia de dois, equação 5.

$$s_j = s_0 2^{j\delta j} \quad j = \frac{1}{\delta j} \log_2 \left(\frac{N\delta j}{s_0} \right) \quad j = 0, 1, \dots, J \quad (5)$$

Nesse caso, s_0 é a menor escala resolvível e j determina a maior escala da TO. O valor de s_0 pode ser escolhido tal que o período equivalente seja aproximadamente $2^{\delta} t$, assim, o maior valor de δj fica em torno de 0,5, enquanto valores inferiores de δj equivalem a uma resolução mais fina de espectro considerado. A TO é aplicada na série temporal contendo anomalias mensais de TSM representando a diferença entre a TSM do Pacífico norte e do Pacífico equatorial, tendo $n=612$, com $\delta j=1$ mês e $s_0=2$ meses. Uma vez que a referida serie temporal possui N finito, surgem conseqüentemente erros de truncamento, principalmente no inicio e fim da EPO. Estes erros estão relacionados aos efeitos de borda inerentes à séries temporais finitas e cíclicas. Para reduzir esses erros, adota-se o procedimento de preencher a série original com um numero de zeros antes de executar a TO. Esse procedimento é feito na parte inicial e final da

série temporal, sendo que o comprimento total N é aumentado na potencia de 2, com a finalidade de se reduzirem os efeitos de borda. A análise dos referidos efeitos é realizada através da plotagem do cone de influência, definido como o tempo de decaimento exponencial (e-folding time) para que o EPO na extremidade (descontinuidade) da borda decresça de um fator e^{-2} , tal que os efeitos de borda são negligenciados a partir desse ponto. O decaimento exponencial é obtido através da autocorrelação da EPO em cada respectiva escala. Assim, os valores de EPO, cujos efeitos de borda não são importantes, devem estar contidos dentro do cone de influencia. A significância estatística dos picos do EPO é determinada assumindo o espectro de ruído vermelho, sendo que a distribuição chi-quadrada é usada para o cálculo do nível de confiança em 90%, conforme formulação descrita em Torrence e Compo (1998).

4.2.3 Técnica de Composição

A técnica de composição é uma ferramenta útil e de fácil aplicação, comumente usada para estudar padrões médios e variações associadas a determinado fenômeno. Neste trabalho, os eventos selecionados para a realização das composições das variáveis meteorológicas foram aqueles que apresentaram Índice Interdecadal do Pacífico (IDP) em modulo maior que 1, persistente por três meses consecutivos, dezembro a fevereiro, para os períodos da fase fria, de 1947 a 1975, e da fase quente, de 1976 a 1999.

4.2.4 Análises de correlações

A relação entre o índice e as anomalias de TSM na grade compreendendo as bacias dos oceanos Pacífico e Atlântico será objetivamente verificada utilizando a correlação linear simples, expressa pela equação 6.

$$r_{xy} = \frac{\sum_{j=1}^n (dnX_{(i,j)})(dnY_{(i,j)})}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (dnX_{(i,j)})^2 (dnY_{(i,j)})^2}} \quad i=1, \dots, 12 \text{ e } j=1, \dots, N \quad (6)$$

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. ÍNDICE INTERDECADAL DO PACÍFICO (IDP)

5.1.1 Seleção da Região de Estudo

A Figura 5 e Figura 6 apresentam a composição sazonal das anomalias de TSM para as duas fases da Oscilação Decadal do Pacífico, fase fria (FF) de 1947 a 1975 e fase quente (FQ) de 1976 a 1999. Essas composições foram realizadas a fim de selecionar as áreas que melhor representam os modos de variabilidade do Oceano Pacífico.

A Figura 5 apresenta as composições das anomalias de TSM sazonais (ATSM), durante a FF da ODP para os meses de dezembro – janeiro – fevereiro (DJF) (Figura 5a), março – abril - maio (MAM) (Figura 5b), junho – julho - agosto (JJA) (Figura 5c) e setembro – outubro – novembro (SON) (Figura 5d).

Durante a FF, nota-se que, na região tropical, o padrão observado das ATSM tem a mesma configuração do fenômeno La Niña, ou seja, anomalias negativas entre 20°S e 20°N, com maior intensidade no Pacífico centro-leste, incluindo a costa Oeste da América do Sul, enquanto na região extratropical do Oceano Pacífico norte tem-se um núcleo positivo sobre a região entre 40°N a 60°N e 140°E a 150°W (Figura 5). Em todas as estações do ano, observaram-se diferenças de TSM com sinais opostos entre o equador e região extratropical. No Oceano Atlântico, tem-se predomínio de ATSM negativa, em praticamente toda a bacia, com maior intensidade no setor equatorial próximo a África e nos subtropicais do Atlântico Sul próximo a costa do sudeste do Brasil.

O campo de anomalia de TSM para a FF indica que o resfriamento da região tropical e aquecimento sobre o Pacífico extratropical norte, induz a uma diminuição do gradiente de TSM extratropical-equador e aumento do gradiente pólo-extratropical, de forma que os sistemas originados próximos aos pólos ficariam bloqueados na região extratropical e os originados na região subtropical tenderiam a chegar ao equador.

É notável que, no período da FF, as anomalias da região extratropical do Pacífico são mais bem configuradas durante os meses de dezembro a fevereiro (Figura 5a) e, março a maio (Figura 5b). Nesses períodos, foram observadas anomalias positivas ao sul da Groenlândia e no Golfo do México.

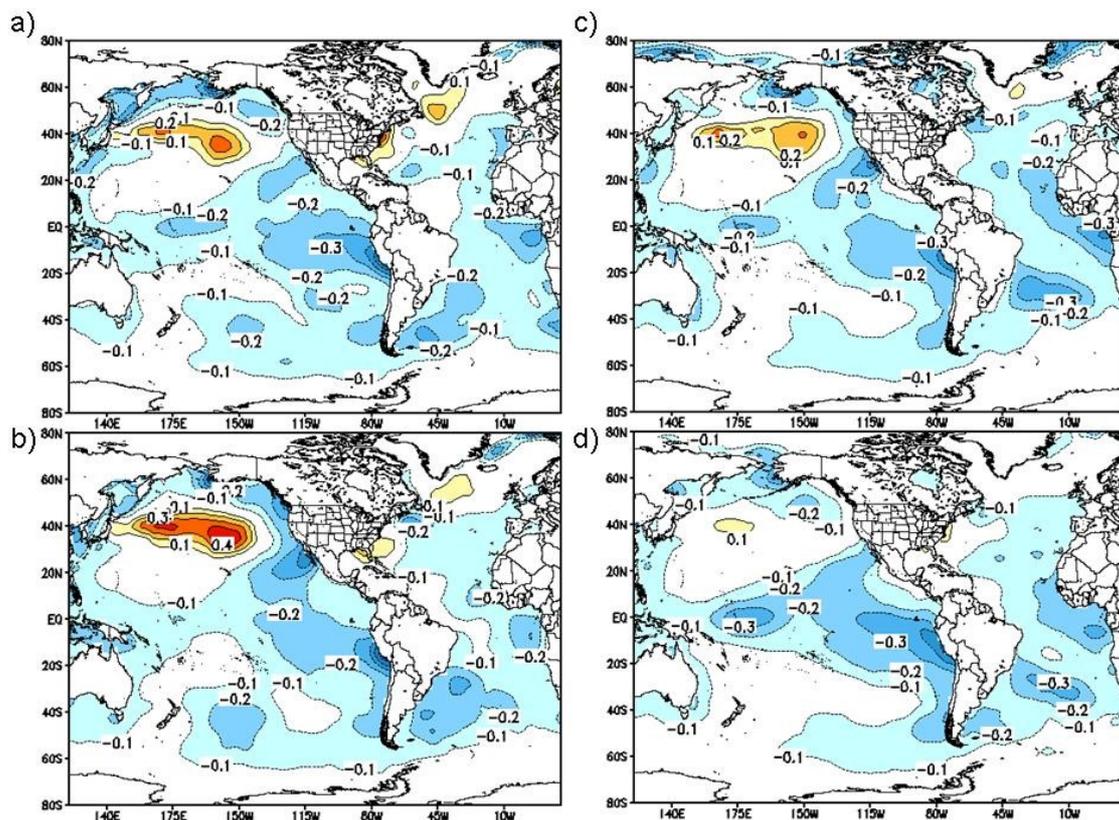


Figura 5. Composições sazonais da TSM (°C), observadas durante a Fase Fria, a) DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON. Contornos com intervalo de 0,1°C, (isolinhas de zero omitida). Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas)

A Figura 6 apresenta as composições das anomalias de TSM sazonais (ATSM), durante a fase quente (FQ) da ODP, para DJF (Figura 6a), MAM (Figura 6b), JJA (Figura 6c) e SON (Figura 6d).

Durante a FQ, nota-se que, na região tropical, o padrão observado das ATSM tem a mesma configuração do fenômeno El Niño, ou seja, anomalias positivas entre 20°S e 20°N, com maior intensidade no setor central e leste entre aproximadamente 150°W e a costa oeste da América do Sul, enquanto, na região extratropical do Oceano Pacífico norte, tem-se um núcleo negativo sobre a região entre 40°N a 60°N e 140°E a 150°W (Figura 6). Em todas as estações do ano foram observadas diferenças de TSM com sinais opostos entre o equador e região extratropical. No Oceano Atlântico, tem-se predomínio de ATSM positiva, em praticamente toda a bacia, com maior intensidade sobre a porção sul da mesma.

O campo de anomalia de TSM para a FQ indica que o aquecimento da região tropical e resfriamento sobre o Pacífico extratropical norte, induz a um aumento do gradiente de TSM extratropical-equador e diminuição do gradiente pólo-extratropical, de forma que os sistemas originados próximos aos pólos tenderiam a se deslocar para a região extratropical e os originados na região subtropical ficariam bloqueados em latitudes mais elevadas. No período da FQ, têm-se anomalias mais intensas, com maior área de abrangência e persistente ao longo de todos os meses do ano, quando foram observadas anomalias negativas ao sul da Groenlândia e no Golfo do México.

É notório que, em ambas as fases da ODP, existem duas regiões no Pacífico que apresentam sinais de anomalias opostos em todas as estações do ano, confirmando o padrão encontrado por Mantua et al (1997), uma está localizada a entre 30 °N e 50 °N com sinal oposto ao da região equatorial com maior intensidade sobre a região do Nino 3.4 entre 170 °W e 120 °W.

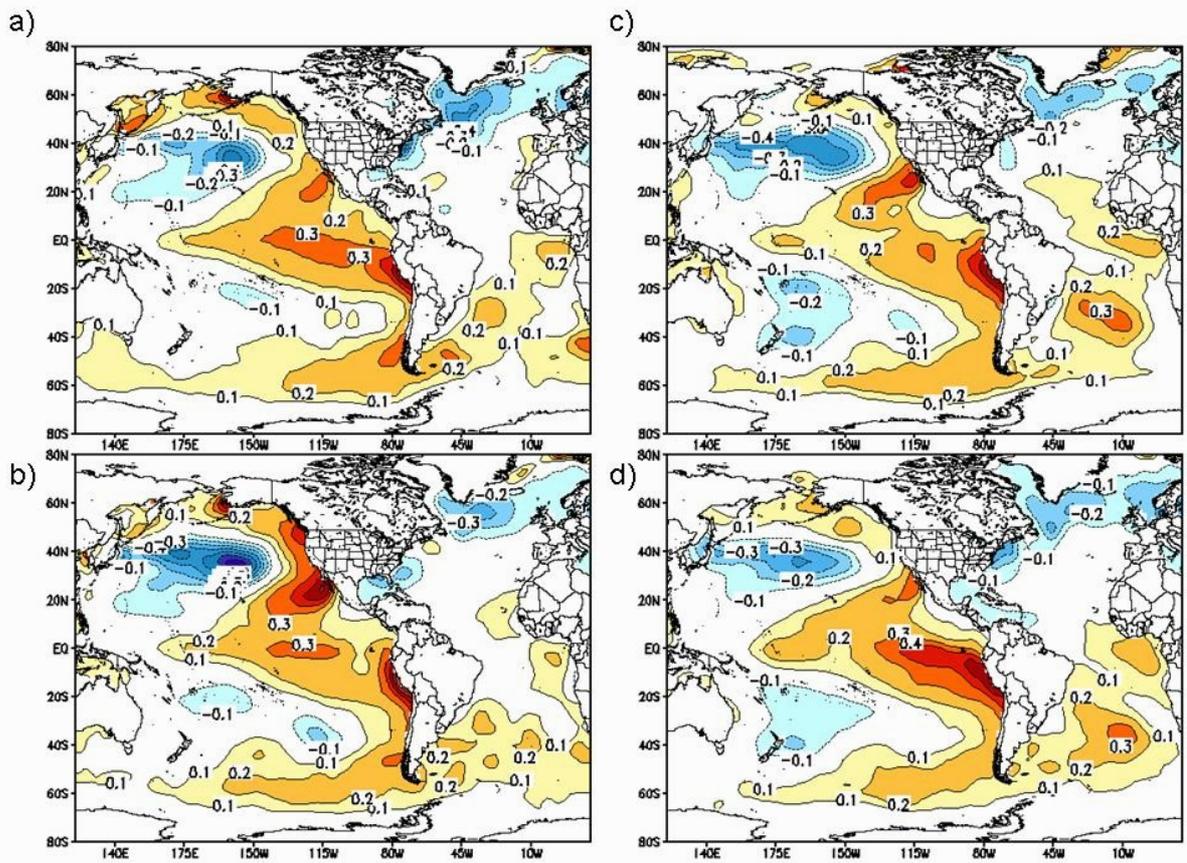


Figura 6 Composições sazonais da TSM ($^{\circ}\text{C}$), observadas durante a Fase Quente, a) DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON. Contornos com intervalo de $0,1^{\circ}\text{C}$, (isolinhas de zero omitida). Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas)

5.1.2 Caracterização do Índice de Variabilidade Climática do Pacífico (IDP)

Na Figura 7 mostrou-se o IDP criado para representar o padrão de variabilidade do Pacífico, referente ao período de janeiro de 1948 a dezembro de 2007. Sua formulação consiste na diferença dos desvios padronizados da TSM do Pacífico norte com a TSM do Pacífico tropical (ver Figura 4), tais pontos apresentaram sinais opostos e persistentes em todas as estações do ano durante as duas fases da ODP. Observa-se, claramente, a variabilidade interanual contida dentro da variabilidade interdecadal. O IDP mostra tendência negativa de 1948 até 1976, período referente à FF da ODP. Entre 1977 e 1999 apresenta tendência positiva, coincidindo com a FQ. Do ano de 2000 até meados 2004, houve um pequeno período com IDPs negativos (forte evento de La Niña), induzindo à análises que indicariam se iniciar uma nova FF. Porém, logo após este período (2004 até 2007), voltaram a ocorrer valores positivos do IDP.

Durante a FF (1948-1976), notou-se que o IDP apresentou predomínio de valores negativos, evidenciando claramente os eventos de La Niña, em especial episódios considerados de moderados a forte (49-51; 54-56; 64-65; 70-71; 73-76). Entretanto, mesmo durante a FF ocorreram valores positivos, com períodos coincidentes com os eventos de El Niños (57-59; 65-66; 68-70; 72-73), quase todos os eventos de El Niño da FF foram caracterizados pelo IDP, com exceção do El Niño ocorrido em 1963. Esses resultados concordam com os resultados obtidos por Kayano (2006), Trenberth (1997), que observaram que durante a FF são observadas quantidades maiores de La Niñas, e os mesmos são mais intenso e de maior duração quando comparados aos El Niños.

Já na FQ, houve predomínio de valores positivos, representativos dos eventos de El Niño (76-77; 77-79; 82-83; 86-88; 90-93; 94-95; 97-98), com poucos eventos negativos representativos de episódios de La Niña, a exceção do evento de 83-84, que foi representado pelo IDP positivo, ao invés de negativo. Esta ocorrência de IDP positivo deveu-se possivelmente a situação de aquecimento anômalo do Pacífico extratropical norte observado naquele período.

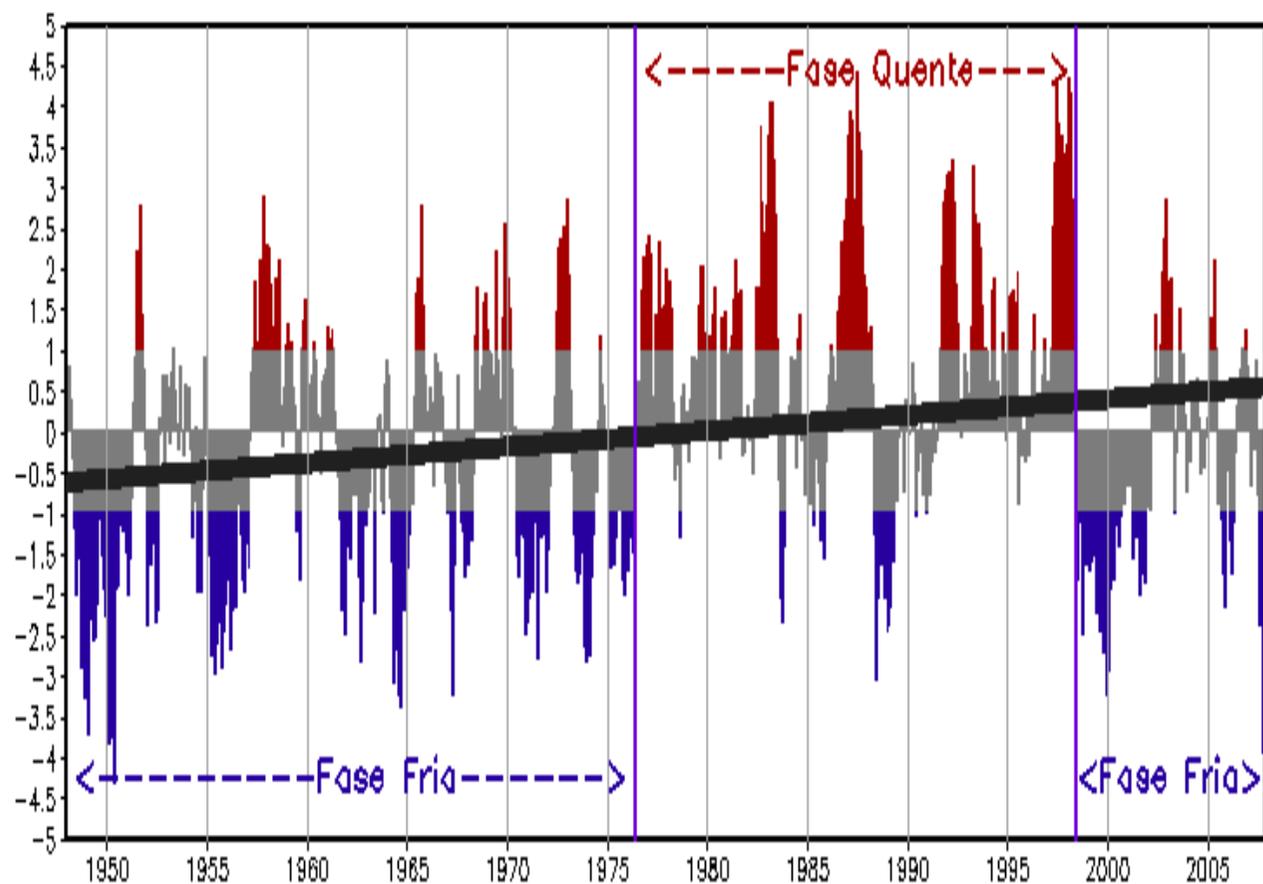


Figura 7: Médias mensais do IDP (barras) e tendência linear (linha contínua), Barras vermelhas (azuis) indicam IDP maior (menor) que 1.

5.2. Espectro de potência de ondeletas (EPO)

Na Figura 8 mostraram-se os resultados da TO, aplicada ao IDP, que representa a variabilidade sobre o Oceano Pacífico, elaborado pela diferença dos desvios normalizados do entre a região Tropical do Pacífico e a região extratropical do Pacífico Norte. Na Figura 8a foram apresentados os coeficientes da parte real da EPO, (contornos sombreados de acordo a escala de cinza na base), a linha continua vermelha mostra o cone de influência com significância estatística ao nível de 90%.

A variância da EPO (que indicam o sinal das anomalias) revelam a presença de picos espectrais estatisticamente significantes se processando entre as escalas de tempo interanual, decadal e interdecadal, com maior significância na banda entre 4 e 8 anos, sendo que o máximo esteve centrado em aproximadamente 5,5 anos, na linha azul da figura 5b, ultrapassando o nível de significância de 10%. Apresenta energia elevada também nas bandas entre 8 e 16 anos, com máximo em 13 anos, e na banda entre 26 e 30 anos, com máximo em 28 anos.

Entretanto, esta última banda apresenta-se fora do cone de influência devido ao tamanho da série sofrendo efeito de borda. A disposição vertical das regiões sombreadas, no início da década de 1970 e, em meados da década de 1990, ambos os períodos de El Niño fortes, mostra que as variações de alta frequência são moduladas diretamente pelas de baixa frequência. Oscilações interanuais são influenciadas pelas decadais e interdecadais.

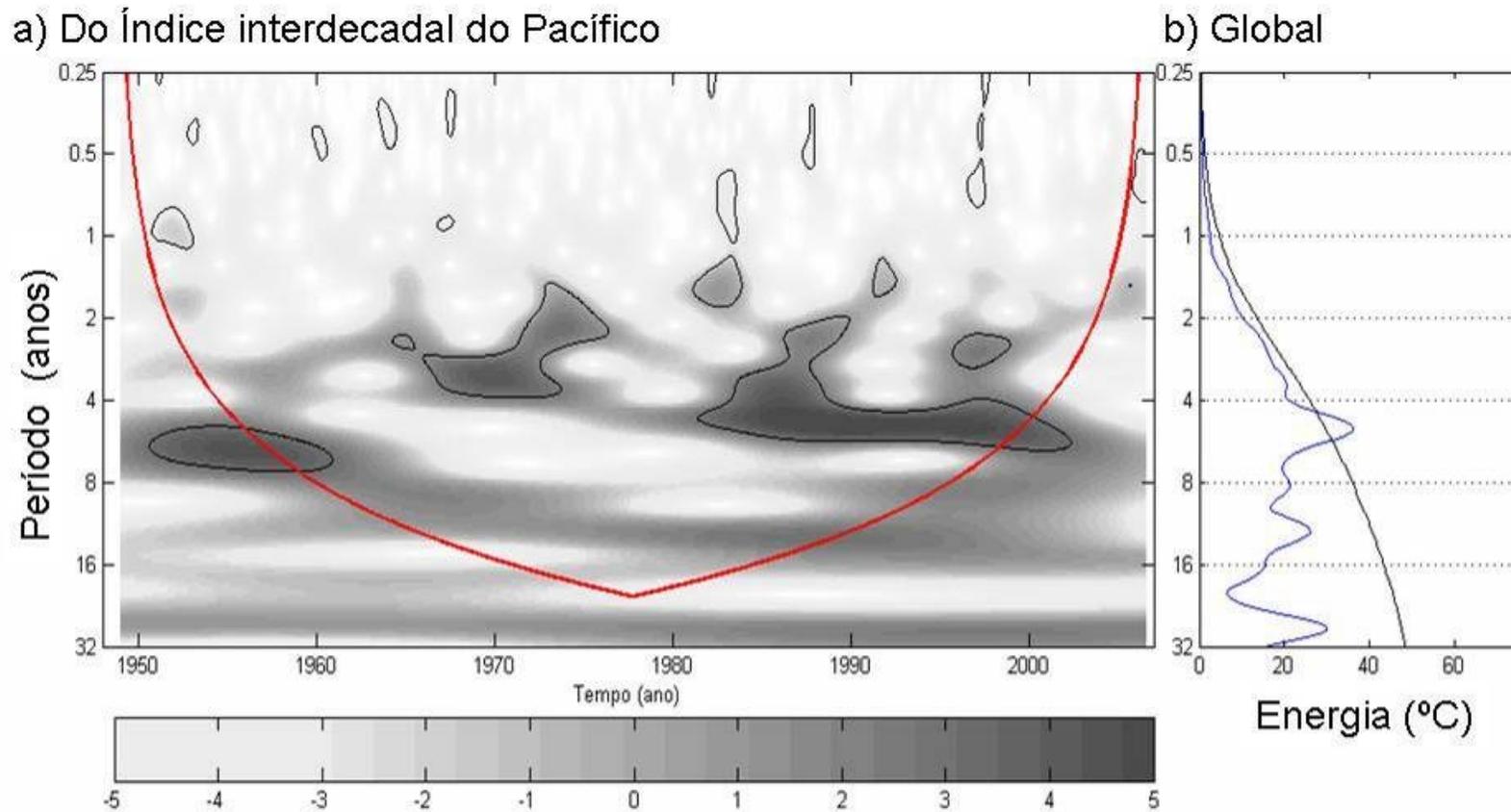


Figura 8. a) Coeficientes da EPO calculado para o IDP, b) correspondente global. As áreas em tons de cinza em (a) são amplitudes da parte real dos coeficientes do EPO com valores positivos e negativos conforme escala abaixo (-5 a +5). Os contornos em pretos delimitam os coeficientes da ondeleta estatisticamente significativa ao nível de 90%. A região do cone de influência é indicada pela linha vermelha contínua. A linha preta contínua em (b) é o nível de significância em 10%.

5.3. ANÁLISES DAS CORRELAÇÕES

5.3.1 Padrão Espacial de TSM

Na Figura 9 apresentaram-se as correlações calculadas entre os índices IDP e as anomalias de TSM. Coeficientes de correlações superiores a 0,2 representam significância estatística acima de 90% de confiança. Notou-se que o padrão das correlações na região do Pacífico tropical correspondeu ao padrão associado ao fenômeno do ENOS, com sinais positivos em toda a faixa equatorial, com valores oscilando entre 0,6 a 0,8, alcançando a costa oeste da América do Sul.

Enquanto, na região do Pacífico extratropical, observaram-se valores negativos sobre a área de influência da ODP, atingindo valores de coeficientes de correlação de até -0,6. A porção sul da bacia do Oceano Pacífico, apresentou-se dois núcleos com correlações estatisticamente significantes, um com valores negativos, alcançando até -0,4, localizado entre 10°S a 40°S e, 160°E a 120° W e outro com sinal positivo, variando entre 0,2 a 0,4, localizado entre 70°S a 40°S e, 160° E a 120° W. Isto indica ATSM da região tropical correlaciona-se inversamente com a ATSM da região extratropical.

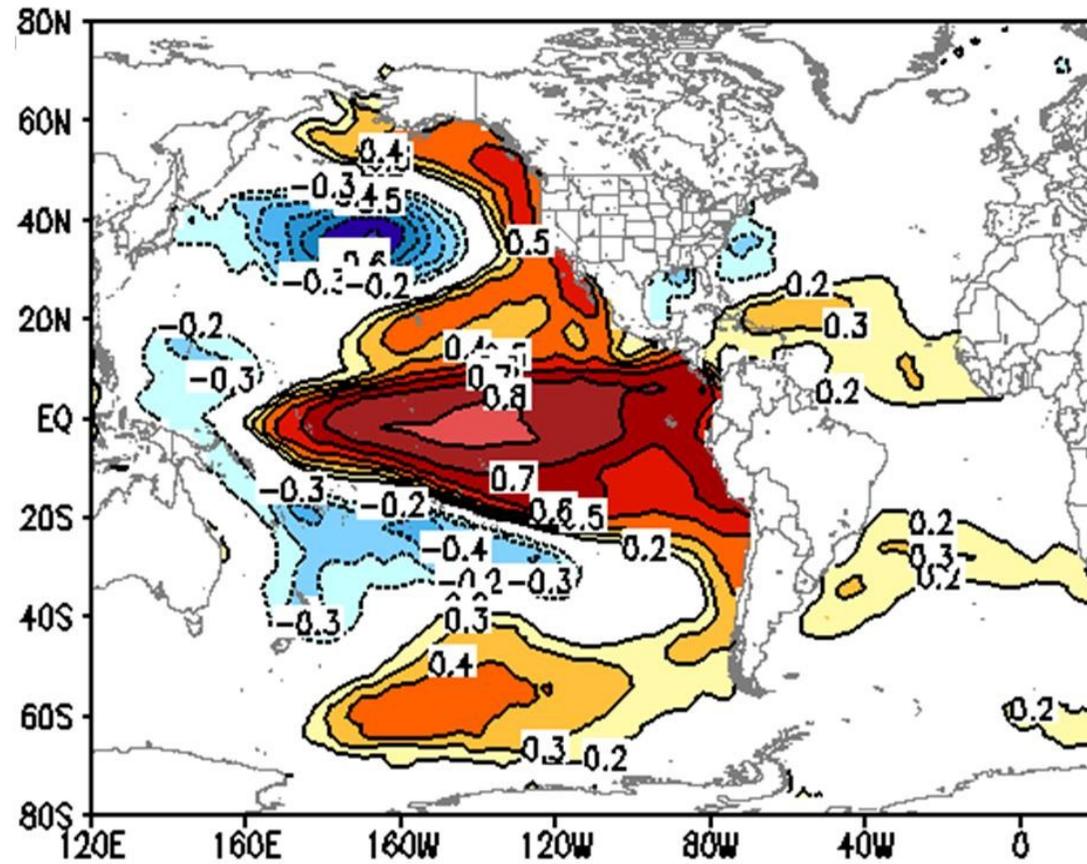


Figura 9 Coeficientes de Correlação entre os índices IDP e as anomalias de TSM normalizadas, para o período de janeiro de 1948 a dezembro de 2007. Correlações acima de 0,2 apresentam significância estatística ao nível de 90%

5.3.2 Índices de Variabilidade Climática

Na Tabela 1 estão apresentados os coeficientes das correlações sazonais entre o Índice Interdecadal do Pacífico (IDP) e os Índices Multivariados do ENOS (IME), Oscilação Sul (IOS) e Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

Observou-se que todos os valores estiveram acima do nível de significância de 95%, os maiores valores de correlação foram observados com os índices MEI (0,86) e ODP (0,78) durante a estação de outono austral. O período que apresentou menores correlações foi a estação de inverno austral, com os seguintes valores: IOS (-0,53), ODP (0,66), MEI (0,75). Durante a primavera, os valores das correlações foram de; IOS (-0,63), ODP (0,67), MEI (0,79). As correlações positivas do IDP com o MEI e o ODP durante todo o ano, confirmam o que já foi observado na Figura 9, demonstrando que o IDP representou de forma satisfatória, os eventos do ENOS com maior significância, devido a esse fenômeno apresentar-se na escala de alta frequência.

Tabela 1 Coeficiente de Correlação entre o IDP e ODP, IOS, IME, para os períodos de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA), e setembro-outubro-novembro (SON)

	ODP	IOS	IME
DJF	0,70	-0,63	0,83
MAM	0,78	-0,60	0,86
JJA	0,66	-0,53	0,75
SON	0,67	-0,63	0,79

As correlações do IDP com índices utilizados para caracterizar os fenômenos ENOS e ODP foram apresentados na Figura 10. Correlações acima de 0,3 apresentam significância estatística ao nível de 95% de confiança e em todos os três casos as correlações foram superiores a significância.

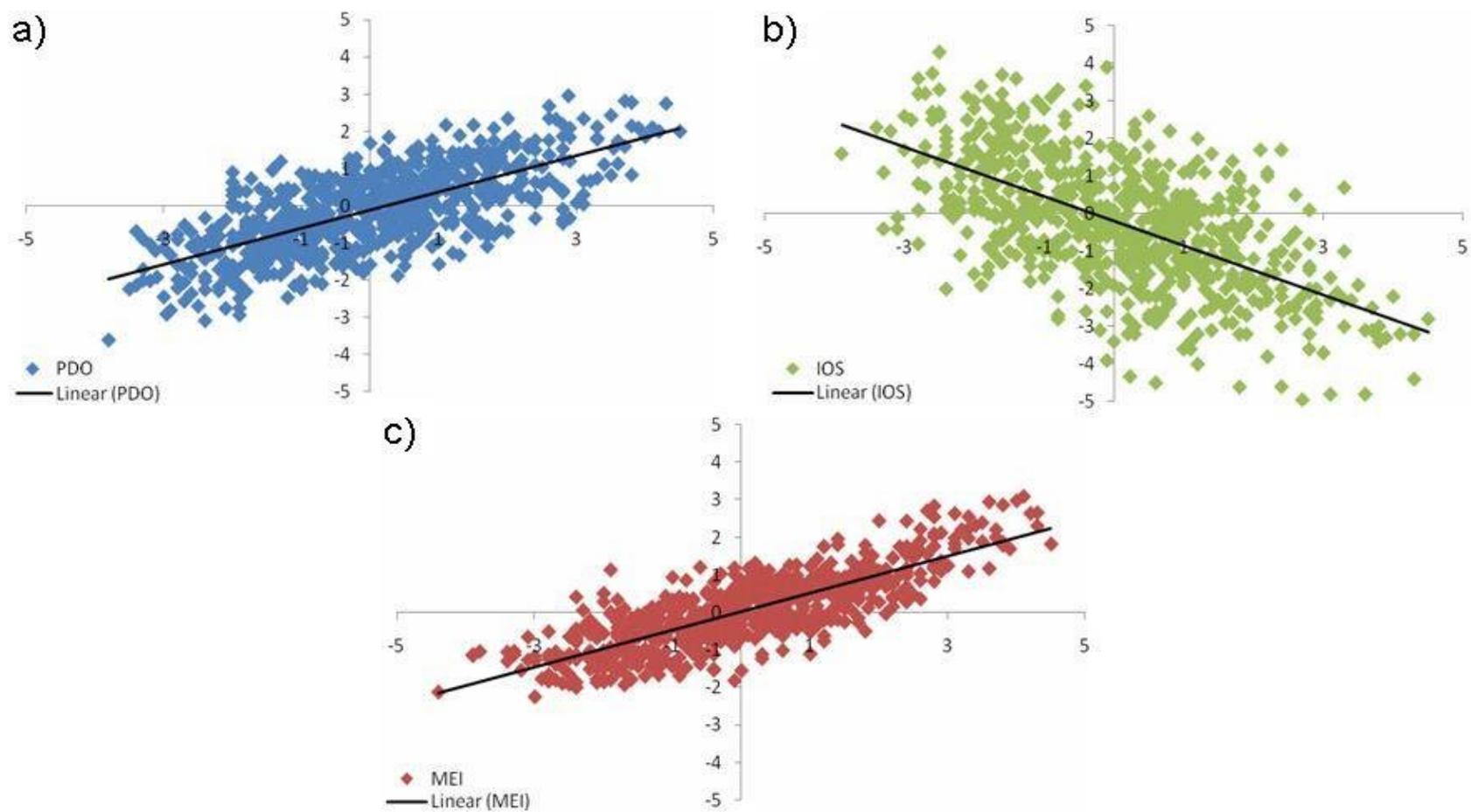


Figura 10: Correlação total entre os índices IDP e ODP (a), IOS (b) e MEI (c). As linhas sólidas representam as tendências.

5.4. ANÁLISES DAS COMPOSIÇÕES

5.4.1 Índice de Variabilidade para os meses dezembro janeiro fevereiro

Na Figura 11, mostrou-se a serie temporal do IDP dos meses de dezembro a fevereiro para os anos de 1948 a 2007. Notou-se que, durante esse período, ocorreu oscilação entre valores positivos e negativos, sendo visível a predominância de valores negativos durante a FF, com alguns eventos positivos. Inversamente, durante a FQ, notou-se que a intensidade do índice foi maior durante a FQ e menor durante a FF. Os valores da FF ficaram em média entre -3 e +3 enquanto que os valores da FQ atingiram extremos de -3,5 e +4. Essa diferença entre as amplitudes pode explicar o fato de que, durante a FQ, ocorram mais eventos extremos do que durante a FF. De acordo com alguns estudos, o período de maturação do evento do ENOS se processa durante a estação de verão austral (TRENBERT, 1997), nos meses de dezembro a março. Examinando a Figura 11, notou-se um grande numero de eventos com IDP maior que 1, tanto na Fase Fria quanto na Fase Quente, sendo que, durante a Fase Fria, predominaram valores negativos e, durante a fase quente, valores positivos.

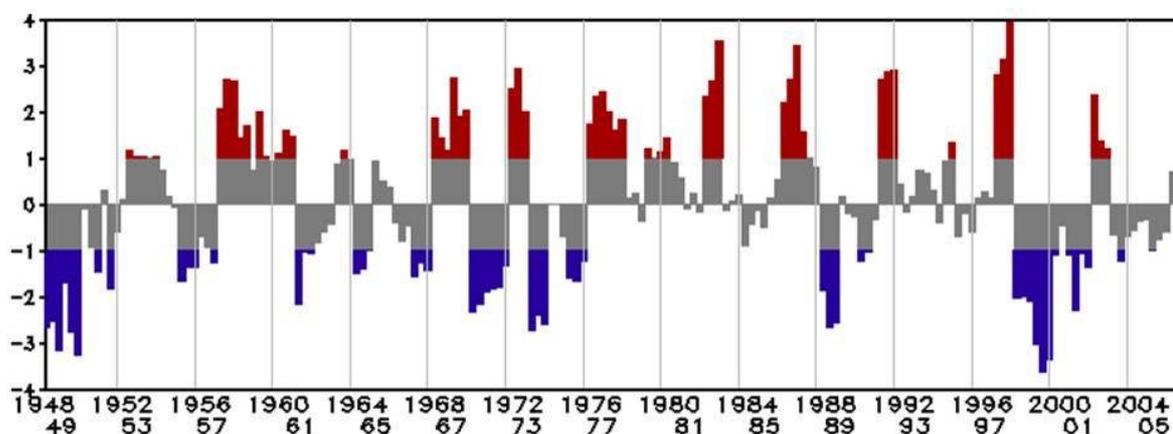


Figura 11. Média mensal do IDP para dezembro, janeiro e fevereiro.

5.4.2 Análise das Composições

Na Figura 12 mostrou-se as composições das anomalias de TSM para os eventos Positivos (POS) e negativos (NEG), ambos correspondentes a FF da ODP. Para a composição POS, foram utilizados quatro eventos em que o IDP apresentou modulo maior que 1 consecutivos durante os três meses de verão austral, para a composição NEG, foram selecionados um total de onze eventos seguindo o mesmo critério.

Está claro, que os eventos POS associaram-se aos padrões típicos de episódios El Niño, ou seja, a predominância de anomalias positivas de TSM ocorrendo ao longo do Oceano Pacífico tropical entre 20°S-20°N, sendo que as anomalias mais intensas foram observadas no setor central (Figura 12a). Observaram-se, também, anomalias sobre o Atlântico, em especial sobre o Golfo do México na América do Norte, com valores negativos, e sobre a porção norte do Atlântico Tropical, com sinal positivo e numa faixa com orientação NW-SE sobre a costa do NEB.

De maneira inversa, os eventos NEG relacionaram-se aos padrões característicos dos episódios La Niña, com o registro de anomalias negativas cobrindo toda a porção tropical do Oceano Pacífico, entre 20°S-20°N. Verificou-se que as anomalias mais intensas atingiram toda a porção centro-leste, incluindo as áreas costeiras no oeste da América do Sul (Figura 12b). Sinais de anomalias semelhantes entre o Oceano Pacífico e Atlântico foram observados, sobre o Golfo da Guiné e America Central com anomalias negativas.

Comparando os padrões de ATSM nos dois cenários durante a FF, tem-se configuração inversa sobre o Pacífico, e é notório que apesar do modo dominante de variabilidade do Pacífico subtropical norte ser a ODP (MANTUA,1997), a mesma região também apresentou modo de variabilidade interanual. Sobre o Atlântico, notou-se que a configuração foi distinta em cada cenário, indicando que as teleconexões entre o Atlântico e Pacífico são diferenciadas de forma a sofrer influência dos eventos de acordo com a intensidade e duração dos mesmos.

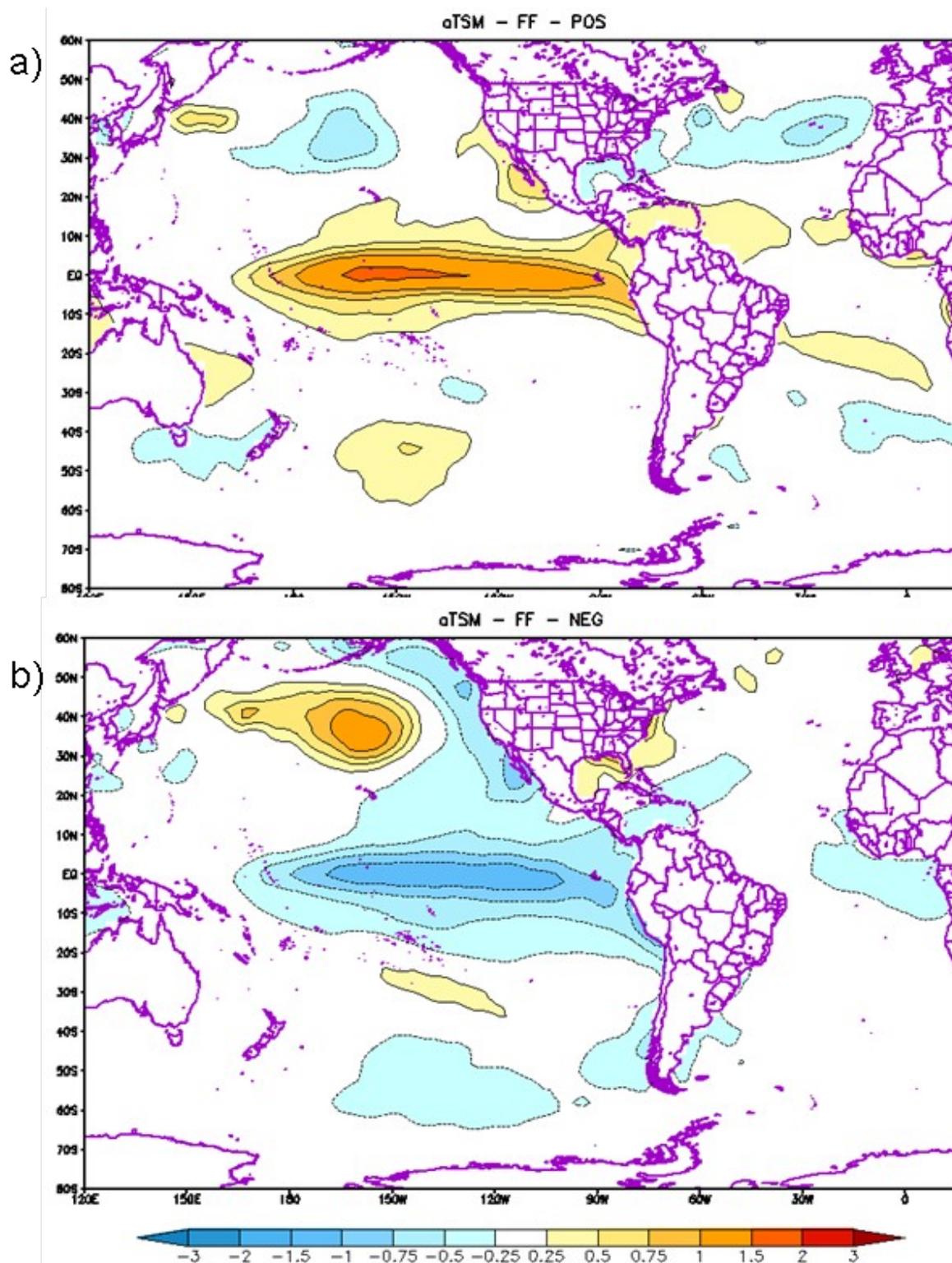


Figura 12. Composições das anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$), observadas durante a Fase Fria, a) eventos positivos, b) eventos negativo. Contornos com intervalo de acordo com a escala de cores (isolinhas de zero omitida). Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas).

A análise dos padrões regionais da convecção e circulação atmosférica sobre a América do Sul e Oceano Atlântico, bem como o impacto na precipitação, foi realizada com base nas composições mostradas nas Figura 13 e Figura 14.

Para os eventos Positivos da Fase Fria (PFF) da ODP (Figura 13), nota-se que houve consistência dinâmica com as anomalias de TSM tropicais e os padrões da circulação atmosférica sobre a coluna troposférica entre 1000 hPa e 200 hPa, associado as células de Walker e Hadley. Associado à presença de anomalias positivas de TSM (águas mais quentes do que o normal), tem-se um ramo ascendente anômalo da célula de Walker sobre o Pacífico equatorial, com maior intensidade na região entre 180° - 120° W. Em contrapartida, verifica-se um ramo descendente anômalo ocorrendo sobre os trópicos da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, principalmente sobre as regiões entre 60° W- 70° W e 30° W- 40° W (Figura 13a). Com relação aos padrões da célula de Hadley, observa-se um ramo ascendente anômalo no Atlântico norte (centrado em 30° N), consistente as anomalias positivas de TSM e um ramo descendente intenso no setor austral, principalmente entre a região 0 - 10° S (Figura 13b).

A circulação em altos níveis (200 hPa) mostrou a presença da Alta da Bolívia (AB) com centro em torno de 50° W- 15° S e o cavado corrente abaixo posicionado no Nordeste do Brasil (NEB). Notaram-se anomalias positivas de ROL no Brasil central, indicando a inibição de atividade convectiva e anomalias negativas sobre oceano Atlântico, nas proximidades do litoral do NEB causado pelo posicionamento da região de ascendência do cavado, (Figura 13c).

Em baixos níveis, observou-se uma circulação anticiclônica anômala sobre o centro-oeste do Brasil, com escoamento de norte indo da Amazônia em direção ao sul do Brasil e Argentina, onde se observaram anomalias positivas de precipitação. Ressalta-se a ocorrência de déficit pluviométrico significativo, ou seja, anomalias negativas de precipitação, atingindo grande parte do NEB, sudeste da Amazônia (Pará e Tocantins) e o centro-oeste do Brasil (Figura 13d), sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral do NEB, foi observado um núcleo com anomalias positivas de chuva (Figura 13d).

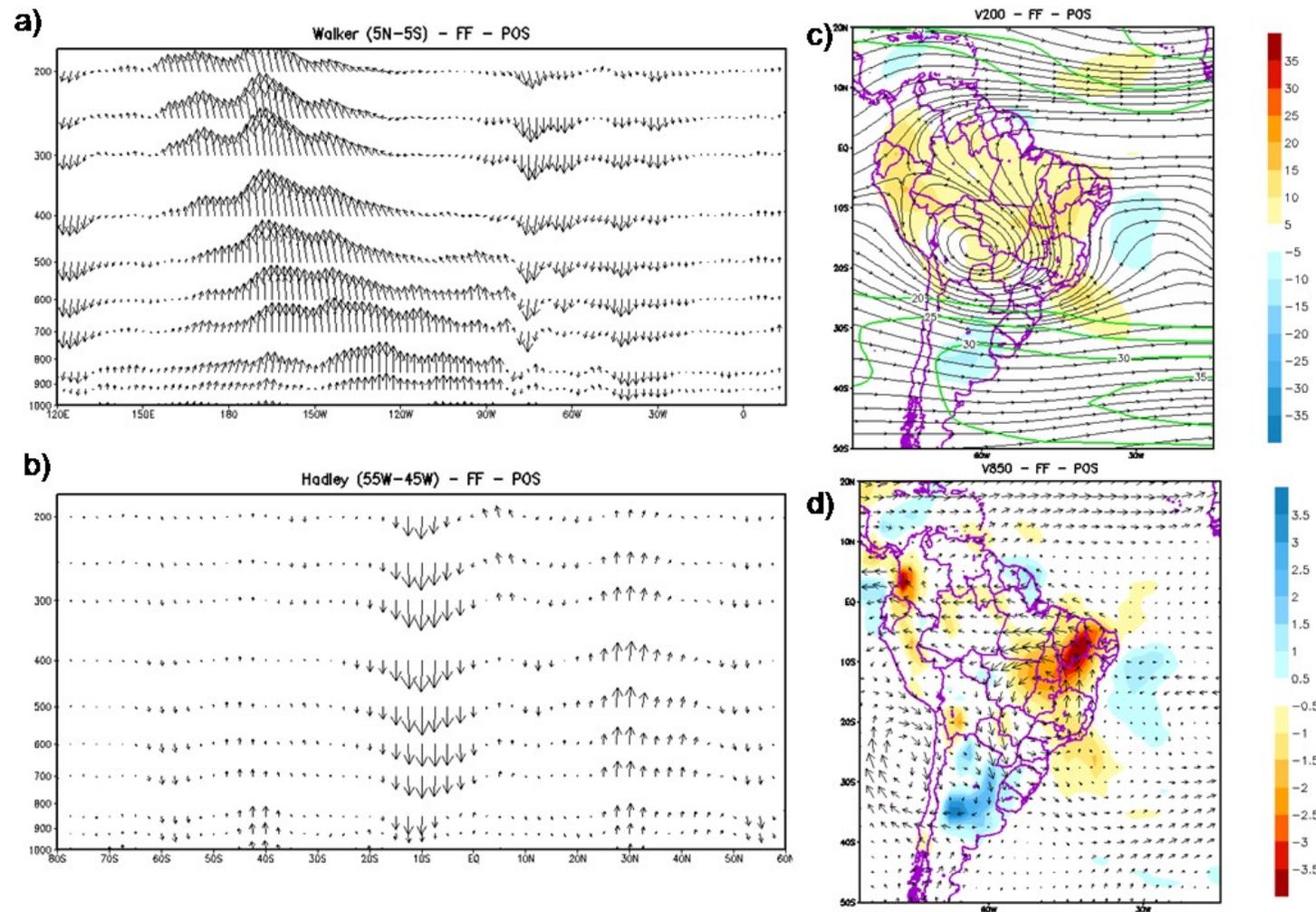


Figura 13. Composição para os eventos positivos da FF; a) Anomalia do movimento vertical zonal ($5^{\circ}S-5^{\circ}N$) em $m.s^{-1}$, b) Anomalia do movimento vertical meridional ($55^{\circ}W-45^{\circ}W$) em $m.s^{-1}$; c) linhas de correntes em 200hPa em $m.s^{-1}$ e anomalia de ROL em $w.m^{-2}$; d) anomalia de vento em 850hPa ($m.s^{-1}$) e anomalias de chuva ($mm.dia^{-1}$). Anomalias Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas) ao nível de significância de 90%.

Para os eventos Negativos da Fase Fria (NFF) da ODP (Figura 14), foi observada a conexão dinâmica entre as anomalias de TSM tropicais e os padrões da circulação atmosférica sobre a coluna troposférica associada às células de Walker e Hadley. Foi notado a presença de anomalias negativas de TSM em conjunto com ramo subsidente anômalo da célula de Walker sobre o Pacífico equatorial, com maior intensidade entre 1000hPa e 500 hPa, sobre a região entre 180° - 120°W. Movimentos ascendente foram observados com maior intensidade entre 120°E-150°E, e verificou-se sobre as regiões da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, um ramo descendente anômalo entre 90°W e 30°W (Figura 14a).

Na Figura 14b apresentou-se o padrão da circulação de Hadley, com ramo descendente deslocado anormalmente para norte (centrado em 30°N), consistente as anomalias negativas de TSM. Notou-se um ramo ascendente centrado entre o equador-10°N (Figura 14b) e predomínio de movimento subsidente intenso sobre o setor austral.

A circulação em altos níveis (200 hPa) mostrou a presença da Alta da Bolívia (AB) com centro em torno de 50°W-15°S e o cavado corrente abaixo posicionado no Nordeste do Brasil (NEB). Foram observadas anomalias negativas sobre o extremo norte da América do Sul e anomalias positivas sobre o Atlântico Tropical, condizendo com as anomalias da circulação vertical da célula de Hadley. Notaram-se anomalias positivas de ROL no Brasil central, indicando a inibição de atividade convectiva (Figura 14c).

Na superfície (850 hPa), esteve aparente uma circulação anticiclônica fraca e escoamento de sul, do oeste da Amazônia em direção ao extremo norte da América do Sul, tendo sido observados aumento de chuvas nessa região. Ressalte-se a ocorrência de déficit pluviométrico, ou seja, anomalias negativas de precipitação, atingindo praticamente todo o território do Brasil (Figura 14d).

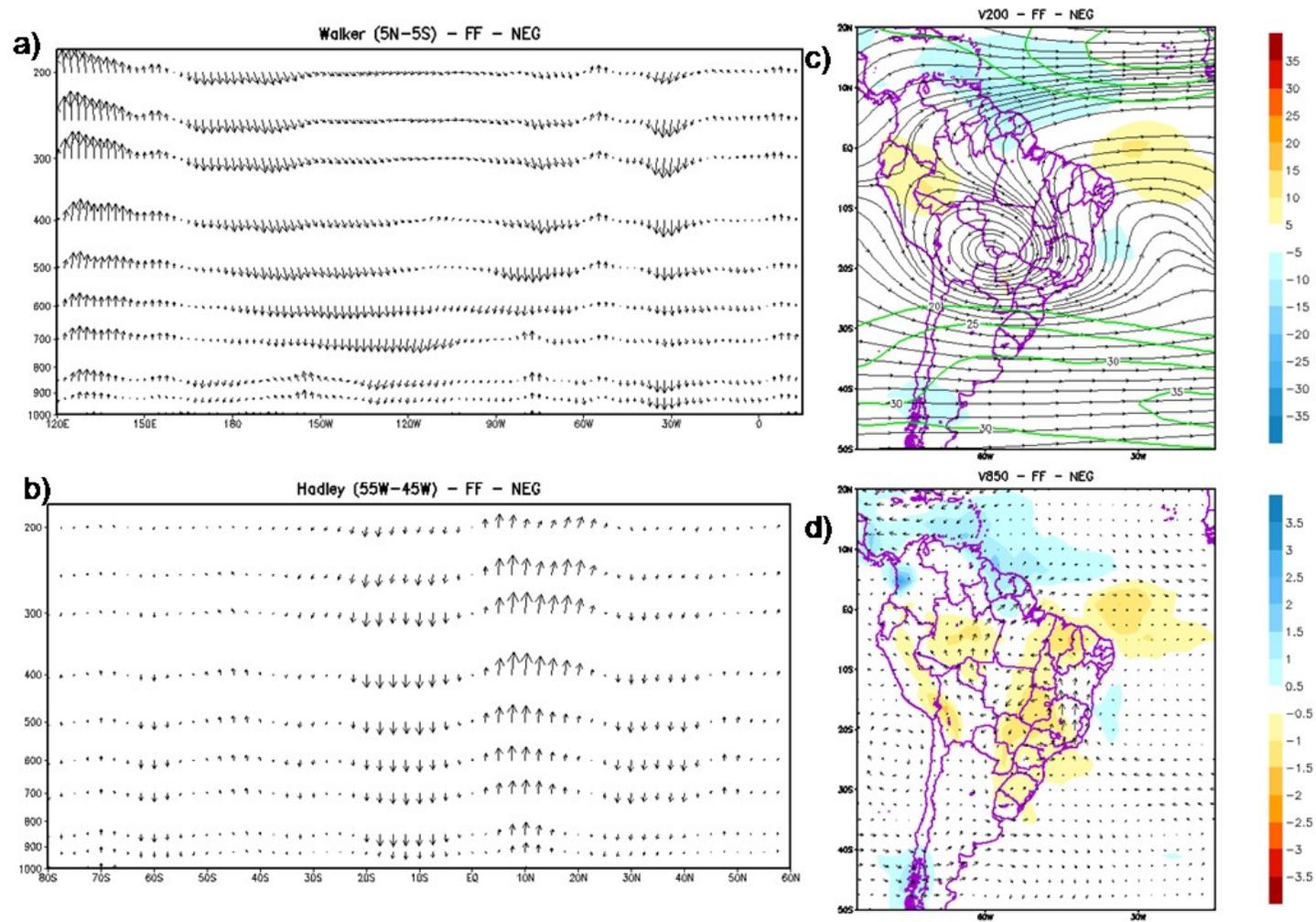


Figura 14. Composição para os eventos Negativos da FF; a) Anomalia do movimento vertical zonal (5°S-5°N) em m.s⁻¹, b) Anomalia do movimento vertical meridional (55°W-45°W) em m.s⁻¹; c) linhas de correntes em 200hPa em m.s⁻¹ e anomalia de ROL em w.m⁻²; d) anomalia de vento em 850hPa(m.s⁻¹) e anomalias de chuva (mm.dia⁻¹). Anomalias Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas) ao nível de significância de 90%.

Na Figura 15 mostraram-se as composições das anomalias de TSM para os eventos POS e NEG, ambos correspondentes a FQ da ODP. Para a composição POS, foram utilizados oito eventos em que o IDP apresentou módulos maiores que 1 consecutivos durante os três meses de verão austral. Para a composição NEG, foram selecionados um total de três eventos, seguindo o mesmo critério.

Nos eventos positivos, ocorreu o padrão típico dos episódios de El Niño, com predominância de anomalias positivas de TSM ao longo do Oceano Pacífico tropical entre 20°S-20°N, sendo que as anomalias mais intensas foram observadas no setor centro-oeste, e sobre a Costa da América do Norte e extremo sul do Pacífico (Figura 15a). Observaram-se anomalias com sinal negativo sobre o Pacífico Norte, configurando um forte gradiente entre o extratropical e o tropical, de tal forma que as anomalias positivas se estenderam sobre toda a faixa entre 60°S e 50°S sobre o Pacífico. No Atlântico, em especial sobre o Golfo do México na América do Norte, apareceram sinais negativos e sobre a porção norte do Atlântico Tropical os sinais foram positivos. Numa faixa com orientação NW-SE sobre a costa do NEB, predominou valores positivos.

De maneira inversa, os eventos NEG relacionaram-se aos padrões característicos dos episódios La Niña, com o registro de anomalias negativas encobrendo toda a porção tropical do Oceano Pacífico, entre 20°S-20°N. Verificou-se que as anomalias mais intensas atingiram toda a porção central (Figura 15b). Nesses eventos, foram observadas anomalias de TSM positivas na região da ZCAS no Pacífico Sul e no Atlântico Sul. O Oceano Atlântico, como um todo apresentou anomalias positivas.

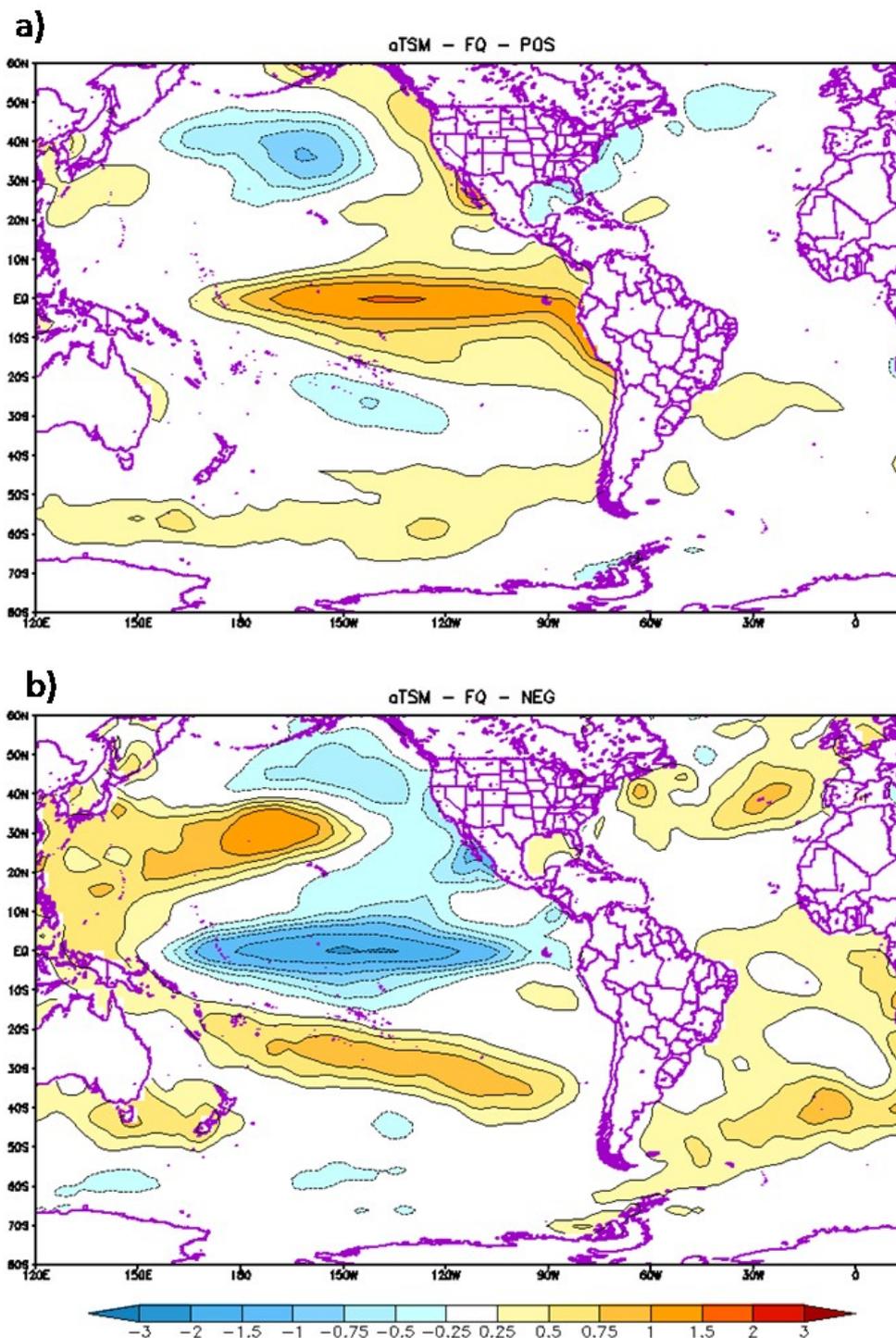


Figura 15. Composições das anomalias de TSM ($^{\circ}C$), observadas durante a Fase Quente, a) eventos positivos, b) eventos negativo. Contornos com intervalo de acordo com a escala de cores (isolinhas de zero omitida). Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas). Idem a Figura 12, porém para a Fase Quente da ODP

As composições mostradas nas Figura 16 e Figura 17 foram elaboradas para os eventos ocorridos durante a FQ da ODP, apresentando as análises dos padrões regionais da convecção e circulação atmosférica sobre a América do Sul e Oceano Atlântico e padrão das chuvas.

Nos eventos Positivos da Fase Quente (PFQ) da ODP (Figura 16), observaram-se anomalias de TSM tropicais em conjunto com os padrões da circulação atmosférica sobre a coluna troposférica entre 1000 hPa e 200 hPa, associados às células de Walker e Hadley. Anomalias positivas de TSM estiveram relacionadas a um ramo ascendente anômalo da célula de Walker sobre o Pacífico equatorial, com maior intensidade na região entre 180° - 120° W. Em contrapartida, verificou-se um ramo descendente anômalo, ocorrendo sobre o extremo oeste da bacia do Pacífico e com menor intensidade sobre a América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, principalmente sobre as regiões entre 60° W- 70° W e 30° W- 40° W (Figura 16a). Com relação aos padrões da célula de Hadley, observou-se um ramo ascendente anômalo no Atlântico norte (centrado em 35° N), consistente com as anomalias positivas de TSM, e um ramo descendente intenso centrado em 10° N, e convecção ativa principalmente entre a região 0 - 10° S (Figura 16b).

A circulação em altos níveis (200 hPa) mostrou a presença da Alta da Bolívia (AB) com centro em torno de 50° W- 15° S e o cavado corrente abaixo posicionado no sobre o Atlântico Tropical (NEB). Notaram-se anomalias positivas de ROL no Brasil central, indicando a inibição de atividade convectiva e anomalias negativas sobre o Atlântico, nas proximidades do litoral do NEB, causado pelo posicionamento da região de ascendência do cavado (Figura 16c).

Em baixos níveis, observou-se escoamento de norte indo da Amazônia em direção ao sul do Brasil e Argentina, onde se observaram anomalias positivas de precipitação. Notou-se fluxo de leste sobre o litoral norte do NEB, assim como anomalias positivas de chuva. Ressalte-se a ocorrência de déficit pluviométrico sobre o extremo norte da América do Sul (Figura 16d), sobre o Oceano Atlântico, próximo ao litoral do NEB, onde foi observado um núcleo com anomalias positivas de chuva.

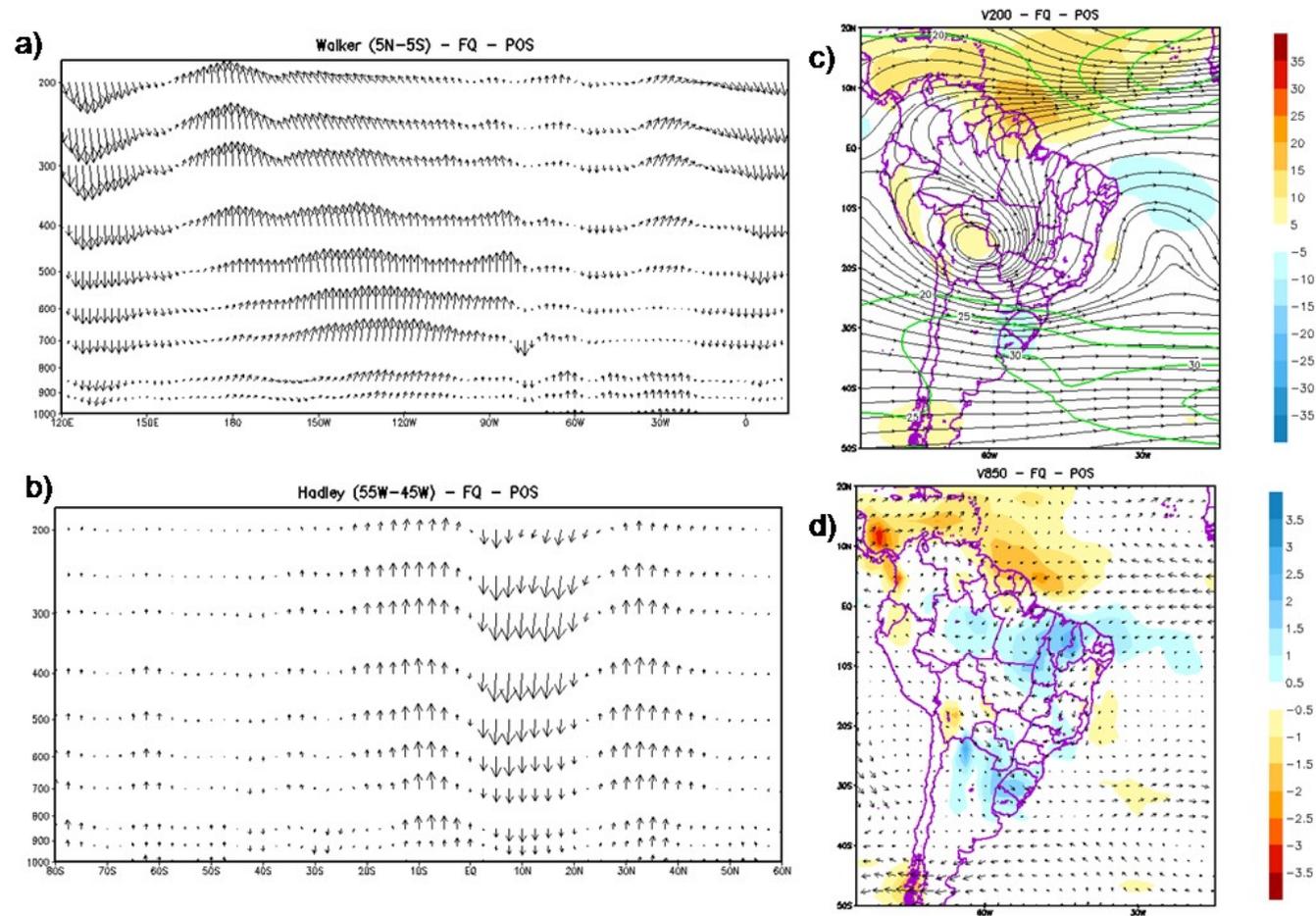


Figura 16. Composição para os eventos positivos da FQ; a) Anomalia do movimento vertical zonal ($5^{\circ}S-5^{\circ}N$) em $m.s^{-1}$, b) Anomalia do movimento vertical meridional ($55^{\circ}W-45^{\circ}W$) em $m.s^{-1}$; c) linhas de correntes em 200hPa em $m.s^{-1}$ e anomalia de ROL em $w.m^{-2}$; d) anomalia de vento em 850hPa ($m.s^{-1}$) e anomalias de chuva ($mm.day^{-1}$). Anomalias Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas) ao nível de significância de 90%.

Para os eventos Negativos da Fase Quente (NFQ) da ODP (Figura 17), foi observada a conexão dinâmica entre as anomalias de TSM tropicais e os padrões da circulação atmosférica sobre a coluna troposférica associada as células de Walker e Hadley. Anomalias negativas de TSM estiveram relacionadas com um ramo subsidente anômalo intenso da célula de Walker sobre o Pacífico equatorial, entre $170^{\circ}\text{E} - 120^{\circ}\text{W}$. Por outro lado movimentos ascendente foram observados com maior intensidade sobre as regiões da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente (Figura 17a).

Na Figura 17b, apresentou-se o padrão da circulação de Hadley. Nessa composição foi notório o deslocamento anormal do ramo descendente para norte (centrado em 30°N), consistente com as anomalias negativas de TSM. Notou-se um ramo ascendente centrado entre o equador- 10°N (Figura 17b) e predomínio de movimentos ascendentes $60^{\circ}\text{S} - 50^{\circ}\text{S}$.

A circulação em altos níveis (200 hPa) mostrou a presença da AB, com centro em torno de $50^{\circ}\text{W} - 25^{\circ}\text{S}$ e o cavado corrente abaixo posicionado no NEB, de forma alongada. Foram observadas anomalias positivas sobre o norte da América do Sul e anomalias positivas sobre o Atlântico Tropical, condizendo com as anomalias da circulação da célula de Hadley. Notaram-se anomalias positivas de ROL no Brasil central, indicando a ativação de atividade convectiva (Figura 17c).

Na superfície (850 hPa), tem-se uma circulação anticiclônica fraca intensidade e escoamento de sul, que vai do oeste da Amazônia em direção ao extremo norte da América do Sul, sendo observados aumento de chuvas nessa região. Ressalte-se a ocorrência de déficit pluviométrico, ou seja, anomalias negativas de precipitação, atingindo praticamente todo o território do Brasil (Figura 17d).

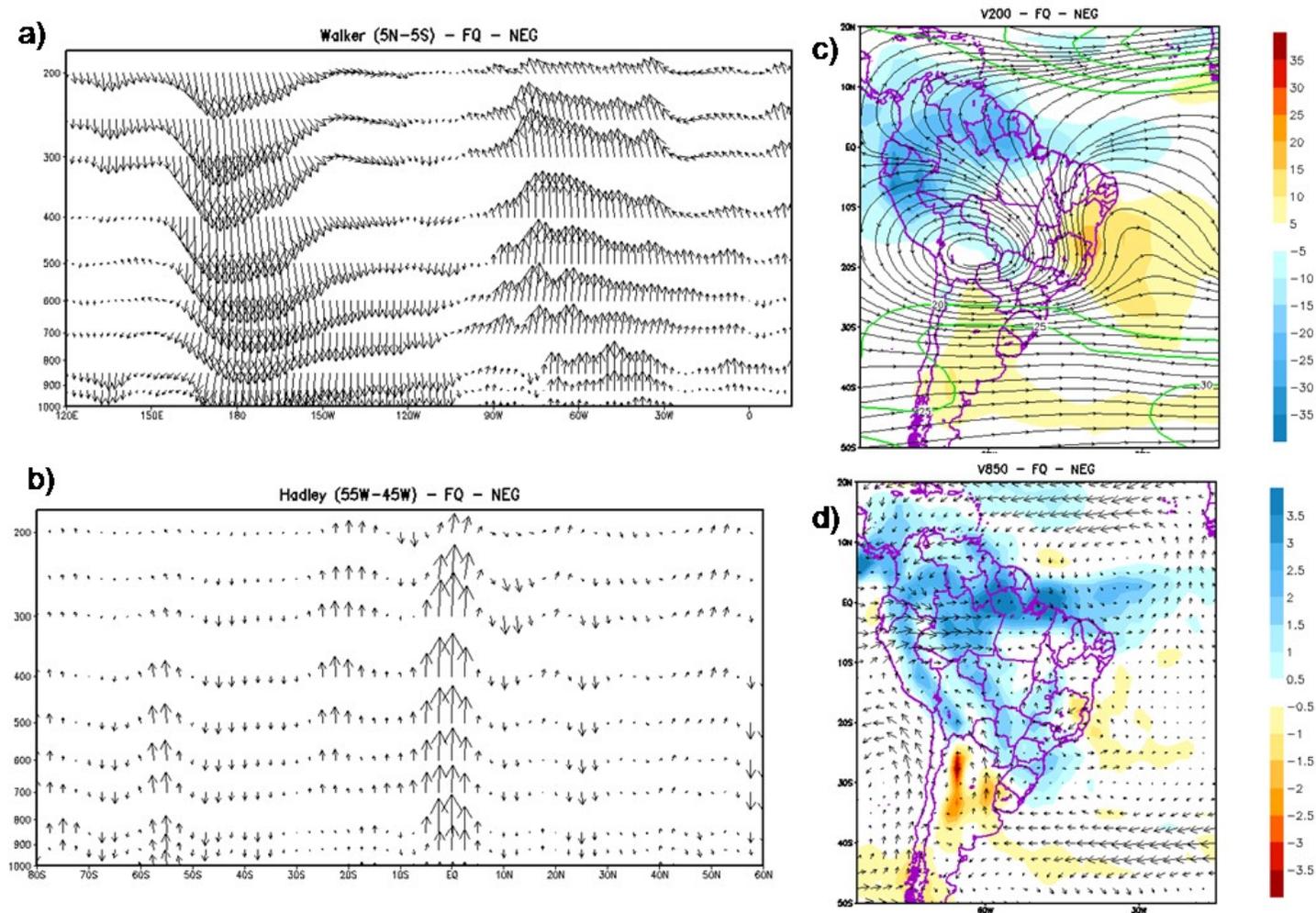


Figura 17. Composição para os eventos negativos da FQ; a) Anomalia do movimento vertical zonal ($5^{\circ}S-5^{\circ}N$) em $m \cdot s^{-1}$, b) Anomalia do movimento vertical meridional ($55^{\circ}W-45^{\circ}W$) em $m \cdot s^{-1}$; c) linhas de correntes em 200hPa em $m \cdot s^{-1}$ e anomalia de ROL em $w \cdot m^{-2}$; d) anomalia de vento em 850hPa ($m \cdot s^{-1}$) e anomalias de chuva ($mm \cdot dia^{-1}$). Anomalias Isolinhas contínuas (tracejadas) e sombreamento do amarelo a vermelho (azul claro a roxo) representam anomalias positivas (negativas) ao nível de significância de 90%.

6. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, avaliou-se a variabilidade climática da circulação de verão da América do Sul, para duas fases distintas de ODP associadas a variações interanuais, utilizando 50 anos de dados, por meio da análise das composições de algumas variáveis, com a finalidade de investigar o posicionamento de algumas estruturas meteorológicas, como ZCIT, AB, circulação de Walker e Hadley, em cenários de interação entre a Oscilação Decadal do Pacífico e eventos ENOS.

Inicialmente, foi identificado um índice para a representação das variações do Oceano Pacífico, tanto decadal como interanual, o índice (IDP), obtido por meio da diferença dos desvios de TSM entre o Pacífico Norte e o Equatorial, regiões que apresentaram sinais opostos durante todas as estações do ano (verão-outono-inverno-primavera). A Transformada em Ondas mostrou que existem três escalas de tempo predominantes sobre o Pacífico, uma com variações de 5,5 anos, outra com máximo de 13 anos e, finalmente, uma com máximo de 28 anos, sendo que a última encontra-se fora do cone de influência por causa do tamanho da série.

As correlações entre o IDP e os índices utilizados para avaliar os principais fenômenos, ENOS e ODP, apresentaram coeficientes de correlação acima de 90% de significância, apresentando valores negativos com o ENOS e positivos com a ODP. Em outras palavras, o IDP negativo está associado à ocorrência predominante de anomalias negativas de TSM sobre o Pacífico tropical e anomalias positivas sobre o Pacífico Norte. Nos casos que o IDP positivo, o inverso foi observado, anomalias positivas sobre o Pacífico Tropical e negativas sobre o Pacífico Norte. O mesmo foi observado nas correlações entre o IDP e as anomalias de TSM, mostrando que o índice utilizado foi representativo dos principais modos de variabilidade climática.

A análise do IDP mostrou que as variações ocorridas durante a fase quente foram mais intensas do que as ocorridas em sua fase fria. Durante o período da FF, predominaram IDP com valores negativos, enquanto, na FQ, foram observados valores positivos. Através da seleção dos eventos positivos e negativos do IDP

ocorrido durante as fases fria e quente, notou-se que, durante a FF a freqüência de eventos de La Niña foi maior, e esses eventos foram mais intensos do que os eventos El Niño. Durante a FQ, o inverso foi observado, ou seja, ocorreram mais El Niños fortes e os La Niña foram menos freqüentes e menos intensos.

De maneira geral, notou-se que o fenômeno ENOS sofreu modulação direta da ODP, afetando o fluxo de umidade e os principais sistemas geradores de chuva sobre a América do Sul durante o verão austral. Os eventos El Niño, tanto da FF como da FQ reduziram a precipitação sobre a América do Sul, com os da FQ produzindo secas mais severas. Já, os eventos La Niña da FF produziram precipitações um pouco abaixo da média enquanto os da FQ apresentaram totais pluviométricos maiores sobre a região de estudo.

Durante os eventos de El Niño da FF, observou-se na circulação zonal forte movimento ascendente entre 160°W-180°W e subsidência acentuada sobre a região da América do Sul. Na circulação meridional, notou subsidência sobre as latitudes ao Sul da Amazônia, padrão consistente com inibição da atividade convectiva e redução de chuvas sobre o Brasil Tropical.

Nos eventos de El Niño da FQ, os movimentos ascendentes enfraquecidos cobrindo todo Pacífico, associados com forte subsidência entre o equador e 20°N, ocasionaram escassez de chuva no extremo norte da América do Sul. Nesses eventos, foi observada ascendência entre 10°S e equador que proporcionou desenvolvimento da Alta da Bolívia sobre a região central da Bolívia, intensificação do cavado sobre o Nordeste Brasileiro, de tal forma que houve aumento de precipitação sobre o Brasil Tropical e extremo sul da América do Sul.

Nos eventos La Niña da FF, a circulação zonal permaneceu enfraquecida, generalizada sobre todo o Pacífico. Por sua vez, a circulação meridional apresentou subsidência fraca sobre o Sul da Amazônia e ascendência intensificada ao norte do equador, sugerindo que a ZCIT ficou posicionada mais para o norte, algo visível visualizando os campos de ROL, com maior atividade convectiva sobre o extremo norte da América do Sul associada com aumento de chuvas na região. A AB apresentou-se anormalmente deslocada para leste, de forma que o cavado do NEB

apresentou o mesmo deslocamento, e, em grande parte do Brasil, ocorreram anomalias negativas de chuva.

A circulação zonal dos eventos La Niña da FQ apresentou forte ascendência sobre a Amazônia, particularmente sobre a região oeste, assim como a circulação meridional mostrou que a ZCITapresentou-se deslocada para sul do equador, a AB deslocada para sudeste e o cavado inclinado sobre o NEB, produzindo anomalias positivas de chuva sobre praticamente todo Brasil.

Os resultados mostraram que os eventos são modulados de forma a apresentarem um padrão de anomalias diferenciado de acordo com as fases da ODP. A causa ainda precisa ser investigada, mas observou-se que o padrão da circulação de verão também foi afetado por modulações de baixa frequência ocorridas nos oceanos adjacentes, em especial o Oceano Pacífico. Se realmente tais modulações forem cíclicas, resultados de estudos sobre as variações climáticas de baixa e alta frequência, poderão ser utilizados como ferramentas eficientes no prognóstico climático para prevenir ou minimizar prejuízos e percalços causados por eventos externos.

7. REFERÊNCIAS

- ANDRADE, L.S.; **Variabilidade Decadal da Zona de Convergência Intertropical e sua Influência na Pluviosidade da região Norte do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas – UFAL, Maceió- AL, 2007.
- BARAI, E. **Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Continente Africano**, Évora, Portugal, Universidade de Évora (Dissertação de Mestrado), 2005.
- BARROS, V., GONZÁLEZ, M., B. LIBMANN, CAMILLONI, I.; **Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America**. *Theor. Appl. Climatol.*, 67, 123-133, 2000.
- BARROS, V.; **”Introdução : Afastamento da Hipótese de Clima Estacionário”**. In: V. BARROS; R. CLARK ; P. SILVA DIAS; A mudança do clima na Bacia do Prata. CIMA/CONICET. Cap. 1- pag. 8-9; 2006.
- CAVALCANTI, A. S. **Estudo de caso de precipitações anômalas do Nordeste brasileiro: O evento de Fortaleza- Abril/ 2001**. Maceió, AL, Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 2002.
- CHANG, P.; JI, L.; LI, H.; **Decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions**. *Nature*, v. 385, p. 516-518, Feb. 1997.
- CITEAU, J; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G.; **The watch of ITCZ migrations over Tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian Area**. *Ocean-atmosphere newsletter*, 45, 1-3; 1988.
- CURTIS, S. AND HASTENRATH, S. **Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans**. *International Journal of Climatology*, **19**, 863–876, 1999.
- ESTOQUE, M. A., DOUGLAS, M.; **Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area**. *Tellus*, 30, 1, 55-61, 1978.

FEDOROVA, N.; **Meteorologia Sinótica I. Universidade Federal de Pelotas – UFPel.** Pelotas, Editora Gráfica Universitária, 1999. v. 1, 259p. RS.

FERREIRA, N.J.; CHAN, C.S.; SATYAMURTY, P.; **Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico Equatorial Sul.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2004, Rio de Janeiro. Anais eletrônicos... 2004. p. 462-466. 1 CD-ROM.

FIGUEROA, S. N., SATYAMURTY, P. E SILVA DIAS, P. L.S.; **Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model.** *J. Atmos. Sci.*, 52, 1573-1584, 1995.

FIGUEROA, S. N.; **Estudo dos sistemas e circulação de verão sobre a América do Sul e sua simulação com modelos numéricos.** Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.

FISCH, G., MARENGO, J. A. E NOBRE, C. A.; **Clima da Amazônia.** In: *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, CPTEC/INPE, 1999.

GARCIA, S.R.; **Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul: Relações com a Oscilação Decadal do Pacífico.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP, 2006.

GEROLAMO, R.O.P.; **A Variabilidade Interanual e Decenal do Ciclo Anual da Temperatura da Superfície do Mar no Pacífico Tropical.** 2008. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP, 2008.

GUTMAN, G.J. E SCHWERDTFEGER, W.; **The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in Summer,** *Jg. Heft*, 18, 3, Mai., 1965.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. **Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies.** *Journal of Climate*, v. 6, n. 4, p. 743-758, Apr. 1993.

HASTENRATH, S.; HELLER L. **Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 103, n. 435, p. 77-92, Jan. 1977.

HASTENRATH, S.; **Interannual variability and annual cycle : mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic**. Monthly Weather Review, v. 112, n. 6, p. 1097-1107, June 1985.

HASTENRATH, S.; LAMB. P. **Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans**. University of Wisconsin Press, 1977

HOLTON, J. R. **A Introduction to Dynamic Meteorology**. 3^a Edition. Academic Press. 511p, 1992.

HOREL, J. D., A. N. HAHMANN, J. E. GEISLER. **An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas**. *J. Climate*, 2, 1388-1403, 1989.

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

JONES, C. AND CARVALHO, L.M.V.; **Active and break phases in the South America monsoon system**. *J. Climate*, 15, 905–914, 2002.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D.; **The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project**. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 77, n.3, p. 437-471, 1996.

KAYANO, M.; ANDREOLI, R.V.; **“Variabilidade de Baixa Frequência”**. In: BARROS, V.; CLARK, R.; SILVA DIAS, P.; *A mudança do clima na Bacia do Prata*. CIMA/CONICET. Cap. XIV- pag. 1858-2001; 2006.

KODAMA, Y. **Large- scale common features of Sub-tropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of**

Subtropical Frontal Zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 70, 4, 813-835, 1992.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. **Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic.** *Tellus*, v. 33, n. 6, p. 538-551, Feb. 1981.

KREUELS, R., K. FRAEDRICH, E. RUPRECHT. **An aerological climatology of South America.** *Meteor. Rundsch.*, 28, 17-24, 1975.

LENTERS, J. D., AND COOK, K.H. **Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation.** *Mon. Wea. Rev.*, 127, 409–431, 1999.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A; **Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, June 1997.

MENDES, D., VEIGA, J. A. P., DE MOURA, R. G., GONDIM, M. A., CEBALLOS, J. **Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho.** In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro. 3897-3901, 2000.

MOLION, L.C.B E BERNADO, S. O.; **Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro.** *Ver. Brasileira de meteorologia*, v17, n.1, 1-10, 2002.

MOLION, L.C.B. **Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico**, *Climanalise*, agosto, CPTEC/INPE, 2005.
Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/molion0805.pdf>

MOLION, L.C.B.. **Micrometeorology of an Amazonian rainforest, in: The Geophisiology of Amazonia**, Dickinson, R.E. (ed.), 255-270, UNU, John Wiley and Sons, 1987.

MOLION. L.C.B., BERNARDO. S. O., OLIVEIRA. C. P.; **Variabilidade da Circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical.** In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, 2004.

MORLET, J.; **Wave propagation and sampling**, theory. Geophys, v47, p222-238, 1982.

NAMIAS, J. **Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil**. Tellus , v. 24, n. 4, p. 336-342, 1972.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. **Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America**. Journal of Climate, v. 9, n. 10, p. 2464- 2479, Oct. 1996.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 1986. 11 5f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, INPE-4008-TDL1239.

PANOFSKY H. A.; BRIER, G. W.; **Some Applications of Statistical to Meteorology**, Pennsylvania State University, 224p, 1968.

PHILANDER, S.G.H.; **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Academic Press, Inc., San Diego, 293p, 1990.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. São José dos Campos, SP, PI(INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 1994.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. **Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation**. Monthly Weather Review, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug. 1987.

SALVADOR, M. S. **Chuvas Anômalas Ocorridas no Mês de Janeiro de 2002 em Alagoas: Um estudo de caso**. Maceió, AL, MET-UFAL. 47 p. Trabalho de conclusão de curso, 2003.

SALVADOR, M.A. **A Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e o Regime de Chuvas na Costa Leste do Nordeste Brasileiro (NEB)**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas – UFAL, Maceió- AL, 2007.

SANCHES, M. B. E SILVA DIAS, M. A. F. **Análise sinótica de verão. A influência da Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS).** Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão, Rio de Janeiro, 1, 439-443, 1996.

SERVAIN J.; **Simple climatic indexes for the tropical Atlantic-Ocean and some applications.** Journal of Geophysical Research - Oceans, v. 96, n. C8, p. 15137-15146, Aug. 1991.

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W.; **Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854-1997).** Journal of Climate, v. 16, p. 1495- 1510, May. 2003.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. **On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998.** Acta Amazonica, v.30, n.2, p.305-318, 2000.

SOUZA, E.B., KAYANO, M.T., AMBRIZZI, T., **The eastern Amazon/northeast Brazil regional precipitation in a weekly timescale modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies during austral autumn.** Revista Brasileira Meteorologia, v. 19, n.3, p.325-336, 2004.

TORRENCE, C., COMPO, G.P., **A practical guide to wavelet analysis.** Bulletin American Meteorological Society, v.79, n.1, p.61-78, 1998.

TRENBERTH, K. E.; SOLOMON, E.A.; **The global heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean.** *Climate Dyn.* **10**, 107- 1.34, 1994.

TRENBERTH, K. E.; E D. P. STEPANIAK. **Covariability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual time scale.** *J. Climate*, **16**, 3691- 37115, 2003a.

TRENBERTH, K. E. **The definition of El Niño.** Bulletin of the American Meteorology Society, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, Dec. 1997.

UVO, C. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil.** 1989. 99 p. (INPE-4887-TDL/378). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 1989.

VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, Imprensa universitária, 449p, 1991.

WAGNER, R. G. E DA SILVA, A. **Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region**. *Int. J. Climatol.*, **14**, 179-199, 1994.

WANG, C.; PICAUT, J. **Understanding ENSO physics—a review**. In: Wang, C.; Xie, P.; Carton, J. A. (eds), **Earth's climate: the ocean atmosphere interaction**. AGU, v. 147, p. 21-48, AGU, Washington, Geophysical Monograph Series, 2004.

WOLTER, K E. TIMLIN, M.S. **Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?** *Weather*, 53, 315-324,
<http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>, 1998.

ZEBIAK, S. E. **Air-sea interactions in the equatorial Atlantic region**. *J. Climate*, 6, 1567-1586, 1993.

ZHANG, Y., WALLACE, J.M., BATTISTI, D.S. **ENSO-like interdecadal variability: 1900–93**. *J. Clim.* 10, 1004–1020, 1997.