



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.24.17.27-TDI

PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL ASSOCIADA ÀS VARIABILIDADES DE BAIXA FREQUÊNCIA NA TSM DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO

Vinícius Buscioli Capistrano

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Mary Toshie Kayano, aprovada em 29 de junho de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CGED4L>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.24.17.27-TDI

PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL ASSOCIADA ÀS VARIABILIDADES DE BAIXA FREQUÊNCIA NA TSM DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO

Vinícius Buscioli Capistrano

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pela Dra. Mary Toshie
Kayano, aprovada em 29 de junho
de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CGED4L>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

C172p Capistrano, Vinícius Buscioli.
Precipitação na América do Sul associada às variabilidades de baixa frequência na TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico / Vinícius Buscioli Capistrano. – São José dos Campos : INPE, 2012. xxxiv + 171 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.24.17.27-TDI)

Tese (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Dra. Mary Toshie Kayano.

1. variabilidade climática. 2. Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO). 3. Oscilação Decenal do Pacífico (PDO). 4. El Niño/oscilação sul. 5. precipitação sobre a América do Sul. I.Título.

CDU 551.509.33(8)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

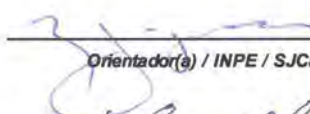
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo




Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Mary Toshie Kayano



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura



Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA

Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): *Vinicius Buscioli Capistrano*

São José dos Campos, 29 de Junho de 2012

“Não sei como eu posso parecer aos olhos do mundo, mas aos meus pareço apenas ter sido como um menino brincando à beira-mar, divertindo-me com o fato de encontrar de vez em quando um seixo mais liso ou uma concha mais bonita que o normal, enquanto o grande oceano da verdade permanece completamente por descobrir à minha frente.”

ISAAC NEWTON

*A meus pais Antônio e Elidia, meus irmãos, e a minha
esposa Célia...*

AGRADECIMENTOS

Ao INPE e à pós-graduação em Meteorologia por todo o suporte oferecido a mim. Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de doutorado.

À Dr^a Mary Kayano, pela paciência, companheirismo e orientação, que foram imprescindíveis para realização deste trabalho.

Aos meus amigos. A meus irmãos Letícia, Nádia e Mailton. As minhas avós Luísa e Teresa, aos tios e cunhados(as). A minha esposa Célia e a meu afilhado Mateuzinho, pelo apoio e compreensão. A meus pais, Antônio e Elídia, pelos incentivos e bons exemplos. E finalmente, a todos os meus professores.

RESUMO

Variações na escala decenal a multidecenal na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Atlântico e Pacífico podem ocasionar mudanças no padrão de precipitação em várias partes do globo. Porém, a variabilidade oceânica e atmosférica nestas escalas de tempo ainda não é bem compreendida. A fim de entender melhor esta variabilidade, foi investigada a variabilidade da TSM do Atlântico Norte, Atlântico Sul, Pacífico Norte e Pacífico tropical, a partir da análise de dimensão de correlação, estimativa do maior expoente de Lyapunov, análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOE), análises espectrais de ondaletas, análises de correlação linear, e composição de várias variáveis. As mais altas dimensionalidades da TSM nas regiões da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) implicam que a TSM destas áreas possuem comportamento mais caótico que outras, enquanto as mais baixas dimensionalidade da TSM foram encontradas na região do Niño3.4. Resultados similares foram encontrados com o expoente de Lyapunov de TSM. As relações entre os principais modos de variabilidade de TSM das bacias foram estudadas. Dentre os principais modos a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA), a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e o El Niño/Oscilação Sul (ENOS) foram analisados em detalhe. Extremos de precipitação no norte do Nordeste do Brasil (NEB) estratificados nas fases da OMA foram estudados usando composições de anomalias de TSM e Pressão ao Nível do Mar (PNM). Condições muito secas no norte do NEB durante a fase quente (fria) da OMA foram associadas ao modo de Dipolo positivo (Equatorial negativo) na TSM do Atlântico tropical e ao padrão relacionado a um El Niño fraco (bem estabelecido) na TSM do Pacífico. Por outro lado, condições muito chuvosas no norte do NEB durante a fase quente (fria) da OMA foram relacionadas ao modo Equatorial positivo (Dipolo negativo) na TSM do Atlântico e ao padrão associado a uma La Niña bem estabelecida (fraca). Composições de outras variáveis como as de anomalias de precipitação sobre a América do Sul, função de corrente (ψ), potencial de velocidade (χ) e movimento vertical (ω) foram também feitas para investigar a relação entre OMA, ODP e ENOS. Os resultados mostram que a ODP pode originar da combinação linear do ENOS e do terceiro modo de TSM do Pacífico tropical. Dessa forma, a ODP pode ser um modo derivado. Com relação à OMA, a oscilação multidecenal no Pacífico Norte precede a OMA em aproximadamente 4 anos. Isto indica que a OMA pode não ser originada localmente. Ainda, a variabilidade e ENOS mostrou dependência com as fases da OMA, de forma que, o índice Niño-3 apresentou maior variância durante a fase fria do que durante a fase quente. Os resultados mostraram também que a ODP forneceu condições para os efeitos do ENOS na precipitação na América do Sul, de maneira que, quando ENOS e ODP estão em fase (fora de fase) as anomalias de precipitação sobre a América do Sul se tornam mais intensas (fracas).

SOUTH AMERICAN RAINFALL ASSOCIATED WITH LOW-FREQUENCY SST VARIABILITY IN THE ATLANTIC AND PACIFIC OCEANS

ABSTRACT

Decadal to multidecadal Sea Surface Temperature (SST) variations in the Atlantic and Pacific oceans might cause changes in rainfall distribution in many parts of the globe. However, the ocean and atmosphere variability on these time scales is not well understood yet. In order to get some light on this variability, the SST variability in the North Atlantic, South Atlantic, North Pacific and tropical Pacific was investigated here using correlation dimension analysis, Lyapunov exponent, empirical orthogonal function (EOF), wavelet spectral analysis, linear correlation analyses, and composites for several variables. The highest dimensionality of the SST in the regions of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) implies more chaotic behavior of the SST in these areas than in others. Whereas, the lesser chaotic behavior was found in the Niño-3.4 region. Similar results were obtained with the Lyapunov exponent of SST. The relations among the main variability SST modes of these basins were investigated. Among these modes the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), Pacific Decadal Oscillation (PDO) and El Niño/South Atlantic Oscillation (ENSO) were analyzed in detail. The precipitation extremes in northern Northeast Brazil (NEB) stratified in the AMO phases were studied using composites of the anomalies of SST and Sea Level Pressure (SLP). The very dry conditions in northern NEB during warm (cold) AMO phase were associated with Atlantic positive SST dipole (negative equatorial) mode together with a weak (well established) El Niño in the Pacific. On the other hand, the very wet conditions in northern NEB during the warm (cold) AMO phase were associated with the Atlantic positive equatorial (negative dipole) SST mode together with a well established (weak) La Niña. Composites of other variables such as anomalies of precipitation over South America, stream function (ψ), velocity potential (χ) and vertical motion (ω) were also done to investigate the relations among AMO, PDO and ENSO. The results showed that the PDO might result from a linear combination of the ENSO and the third SST mode of tropical Pacific. Thus, the PDO can be a derived mode. In relation to the AMO, a multidecadal oscillation in the North Pacific precedes it by about four years. This indicates that the AMO may not originate locally. Moreover, the ENSO variability showed a dependence on the AMO phases. Indeed, the Niño-3 index has greater variance during the AMO cold phase than during the warm phase. The analyses showed also that the PDO creates a background for the ENSO-related rainfall anomalies over South America, such that when ENSO and PDO are in (out of) phase the precipitation anomalies over America South become more intense (weak).

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Anomalia de TSM na fase positiva da ODP.	7
2.2 Série temporal do índice da ODP	8
2.3 Série temporal do índice da OMA	15
2.4 Diagrama esquemático de mudanças na circulação atmosférica de grande escala para eventos de El Niño.	17
3.1 Áreas selecionadas para cálculo das FOE e da estimativa de dimensionalidade do atrator de anomalia de TSM	23
3.2 Definição das fases da OMA para o período de 1854 a 2006, com base na média anual do índice de temperatura do Atlântico Norte. Os períodos de fase quente da OMA estão hachurados em vermelho claro, e os da fase fria em azul claro.	26
3.3 Índice anual da ODP para o período de 1854 a 2006. Os períodos de fase quente da ODP estão hachurados em vermelho claro, e os da fase fria em azul claro.	27
3.4 Representação da evolução usada na estimativa do maior expoente de Lyapunov. Adaptada de Wolf et al. (1985).	30
3.5 Linhas de $\ln C(r)$ versus $\ln r$ para diferentes dimensões do espaço de fase .	32
3.6 Tendência da dimensão de imersão (d) com o aumento da dimensão do espaço de fase (n).	33
4.1 Maior expoente de Lyapunov (λ_1) da TSM.	36
4.2 Mapa da dimensão de imersão d de anomalia de TSM no (a) Atlântico Norte e (b) Atlântico Sul.	37
4.3 Mapa da dimensão de imersão d de anomalia de TSM no (a) Pacífico Norte e (b) Pacífico tropical.	38
4.4 Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Atlântico Norte para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	41

4.5	(a) Espectro de potência local de ondaleta; (b) PGO do CP01 de TSM do Atlântico Norte em unidades de variância. O contorno hachurado varia de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	41
4.6	Índices MCP01 (linha tracejada) e OMA (linha contínua). O índice da OMA foi multiplicado por 3.	42
4.7	(a) Espectro de potência local de ondaleta de RCP01 normalizado por $1/\sigma^2$ ($\sigma^2=0,6$); (b) PGO de RCP01 (em unidade de variância); (c) Variância média de RCP01 para 6-16 anos; e (d) RCP01. O contorno hachurado vai de 5 a 60 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	43
4.8	(a) Primeiro modo de variabilidade decenal das anomalias de TSM do Atlântico Norte para o período de 1854-2006; (b) Correspondente coeficiente de expansão (DCP01). Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	45
4.9	CP01 do primeiro modo de TSM decenal (DCP01) (linha pontilhada) e OAN (linha contínua) e RCP01 (linha tracejada) filtrados para a escala de tempo de 6-16 anos.	45
4.10	Mapa de correlação entre OAN e as anomalias filtradas de TSM para 6-16 anos no período de 1874-2004. O intervalo de contorno é de 0,2. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas). Regiões hachuradas com cinza escuro (claro) apresentam valores significativos positivos (negativos) ao nível de 95% de confiança usando o teste t de Student. . .	46
4.11	(a) Espectro de potência local de ondaleta da CP02; (b) PGO de CP02 (em unidade de variância); (c) Variância média da CP02 para 2-18 meses; e (d) Série temporal CP02. O contorno hachurado vai de 5 a 60 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	47

4.12	Primeiro modo de variabilidade anual das anomalias de TSM do Atlântico Norte filtradas na banda de 2-18 meses para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	48
4.13	Mapa de correlação sazonal entre OAN e anomalias de TSM para o período de 1874-2004. (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; (d) SON.	49
4.14	(a) Primeiro modo de variabilidade bidecenal das anomalias de TSM do Atlântico Norte para período de 1854-2006; (b) Correspondente coeficiente de expansão (BCP01)	50
4.15	Mapa de correlação entre OAN e as anomalias de TSM filtradas para 16-32 anos no período de 1874-2004. O intervalo de contorno é de 0,2. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas). Regiões hachuradas com cinza escuro (claro) apresentam valores significativos positivos (negativos) ao nível de 95% de confiança usando o teste t de Student.	51
4.16	Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Atlântico Sul para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	52
4.17	Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos dois primeiros modos de variabilidade de TSM do Atlântico Sul (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	53
4.18	Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Pacífico Norte para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	54
4.19	Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos dois primeiros modos de variabilidade de TSM do Pacífico Norte (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	55

4.20	Três primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Pacífico Tropical para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.	56
4.21	Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos quatro primeiros modos de variabilidade de TSM do Pacífico Tropical (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	57
4.22	(a) OMA e CP02 do Pacífico Norte. (b) OMA e CP02 do Pacífico Norte filtradas entre 30 e 90 anos com a técnica de ondaletas.	60
4.23	Coerência e diferença de fase de ondaleta entre o índice da ODP (CP01 do Pacífico Norte) e o CP01 do Pacífico tropical. A coerência quadrática de ondaleta é indicada na barra de cores no lado direito da figura. A região onde os efeitos locais são importantes estão delimitados pela curva em U. As setas representam as diferenças de fases: em fase (0°) apontada para a direita, em anti-fase (180°) apontada para a esquerda, a ODP precedendo a CP01 em 90° é apontada para baixo, e quanto a CP01 precede a ODP em 90° a seta é apontada para cima.	61
4.24	Mesmo da Figura 4.23, mas para o índice da ODP e a CP03 do Pacífico tropical.	62
4.25	Mesmo da Figura 4.23, mas para a ODP (CP01 do Pacífico Norte) e a CP01 + CP03 do Pacífico tropical.	62
4.26	ODP (CP01 do Pacífico Norte) e a CP01 + CP03 do Pacífico tropical.	63
4.27	FOE01 + FOE03 e CP01 + CP03.	63
4.28	Mapa de correlação entre a ODP e a TSM do Pacífico tropical	63
4.29	Composições das anomalias de TSM de anos muito secos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	67
4.30	Composições das anomalias de PNM de anos muito secos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	68

4.31	Composições de anomalias de TSM para anos muito secos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	71
4.32	Composições das anomalias de PNM de anos muito secos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	72
4.33	Composições de anomalias de TSM para anos muito chuvosos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	75
4.34	Composições das anomalias de PNM de anos muito chuvosos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	76
4.35	Composições de anomalias de TSM para anos muito chuvosos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	78
4.36	Composições das anomalias de PNM de anos muito chuvosos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	79
4.37	Composições de anomalias de vento em 1000 hPa entre fevereiro e maio para anos muito chuvosos e muito secos nas fases da OMA.	83
4.38	Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	87
4.39	Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de El Niño na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	88

4.40	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase quente da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.	89
4.41	Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de El Niño na quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	90
4.42	Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	93
4.43	Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	94
4.44	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.	95
4.45	Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	96
4.46	Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	99
4.47	Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	100

4.48	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.	101
4.49	Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 20 hPa em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	102
4.50	Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	105
4.51	Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	106
4.52	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de La Niña na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.	107
4.53	Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	108
4.54	Diagrama Hovmoller de anomalias TSM média entre 4°S-4°N para anos de El Niño nas duas fases da OMA. O contorno é 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student. O ano de início do evento ENOS é o ano(0), o ano anterior e o ano posterior são o ano(-1) e o ano(+1), respectivamente. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas).	111

4.55	Diagrama Hovmoller da TSM média entre 4°S-4°N para anos de La Niña nas duas fases da OMA. O contorno é 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student. O ano de início do evento ENOS é o ano(0), o ano anterior e o ano posterior são o ano(-1) e o ano(+1), respectivamente. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas).	112
4.56	(a) Espectro de potência local de ondaleta do índice Niño3 para o período de 1854-2006.; (b) PGO de índice Niño3 (em unidade de variância); (c) Variância média do índice Niño3 para 2-8 anos; e (d) Índice Niño3. O contorno hachurado vai de 5 a 65 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.	113
4.57	Variância móvel de 121 meses do índice Niño3 para o período de 1854-2006.	114
4.58	Soma das anomalias de TSM nos anos de El Niño e La Niña para a fase quente (coluna à esquerda) e a fase fria da OMA (coluna à direita). O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	116
4.59	Diferença entre os anos de El Niño e La Niña para a fase quente (coluna à esquerda) e a fase fria da OMA (coluna à direita). O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	117
4.60	Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na fase quente e fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	121
4.61	Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de El Niño na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	122

4.62	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase quente da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.	123
4.63	Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em anos de El Niño na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	124
4.64	Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	127
4.65	Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	128
4.66	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.	129
4.67	Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	130
4.68	Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	133
4.69	Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	134

4.70	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.	135
4.71	Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	136
4.72	Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	139
4.73	Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	140
4.74	Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de La Niña na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.	141
4.75	Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.	142
4.76	FOE01 - FOE03 e CP01 - CP03.	144
C.1	Atrator caótico obtido por integração numérica do modelo de Rössler, com $a = 0,32$, $b = 0,3$ e $c = 4,5$	168
C.2	Componente $x(t)$ das equações de Rössler.	168
C.3	Reconstrução do atrator de Rössler por meio de defasagem de série temporal da componente $x(t)$	169

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Dados utilizados.	22
3.2 Índices utilizados.	25
4.1 Correlações entre OAN e RCP01 filtrados para 6-16 anos e DCP01. Valores entre parênteses são os graus de liberdade estimados pelo tempo de decorrelação.	44
4.2 Anos muito secos e muito chuvosos estratificados nas fases da OMA. . . .	65
4.3 Classificação do modo de TSM do Atlântico tropical, fases do ENOS, categoria da estação chuvosa no norte do NEB, fases da OMA , sinal do GIPA.	82
4.4 Anos de início dos extremos do ENOS estratificados nas fases da OMA. . .	84
4.5 Anos de início dos extremos do ENOS estratificados nas fases da ODP. .	118
A.1 Porcentagens da distribuição do coeficiente de correlação	171

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATN	–	Atlântico tropical Norte
ATS	–	Atlântico tropical Sul
CP	–	Componente Principal
GL	–	Graus de Liberdade
ENOS	–	El Niño/Oscilação Sul
FOE	–	Função Ortogonal Empírica
GIPA	–	gradiente inter-Pacífico-Atlântico
GPCC	–	Global Precipitation Climatology Centre
IOS	–	Índice Oscilação Sul
NEB	–	Nordeste do Brasil
PNA	–	Pacífico/North American
PNM	–	Pressão ao Nível do Mar
PSA	–	Pacífico/South American
ODP	–	Oscilação Decenal do Pacífico
OMA	–	Oscilação Multidecenal do Atlântico
OAN	–	Oscilação Atlântico Norte
PGO	–	Potencia Global de Ondaletas
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	–	Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

λ	–	autovalores
\mathbf{e}	–	bases ortogonais
\mathbf{C}	–	matriz de covariância
τ	–	defasagem temporal
d	–	dimensão de imersão
n	–	dimensão do espaço de fase
d_{max}	–	dimensionalidade do atrator
n_{max}	–	dimensionalidade mínima
$C(r)$	–	função de correlação
θ	–	função de Heaviside
λ_i	–	exponente de Lyapunov
p_i	–	eixo principal da n-elipse
ϵ	–	raio da n-esfera
L	–	distância entre dois pontos
Ψ	–	ondaleta de Morlet
W^x, W^y	–	transformada de ondaletas
x'_n	–	série filtrada pela ondaleta
$\delta\phi$	–	diferença de fase de ondaleta
t_α	–	t de Student
σ	–	desvio padrão
ψ	–	função de corrente
χ	–	potencial de velocidade
ω	–	movimento vertical
ω_o	–	frequência adimensional
s	–	escala de ondaleta
R^2	–	coerência quadrática de ondaleta
$\Delta\Phi(t, s)$	–	diferença de fase de ondaleta

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Oceano Pacífico	5
2.1.1 El Niño/Oscilação Sul (ENOS)	5
2.1.2 Variabilidade Decenal	6
2.2 Oceano Atlântico	8
2.3 Efeitos do ENOS e da Variabilidade de TSM do Atlântico sobre a precipitação da América do Sul	10
2.4 Oscilações Multidecenais na TSM	13
2.5 Relações entre a variabilidade de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico	16
2.5.1 Relações entre a OMA e o ENOS	18
3 DADOS E METODOLOGIA	21
3.1 Dados	21
3.2 Metodologia	22
3.2.1 Fases da OMA e da ODP	26
3.2.2 Reconstrução do espaço de fase a partir de séries temporais - Expoente de Lyapunov e Dimensão de Correlação	27
3.2.2.1 Expoente de Lyapunov	29
3.2.2.2 Dimensão de Correlação	31
4 RESULTADOS	35
4.1 Análise da Estabilidade de Lyapunov e estimativa da Dimensionalidade do atrator de TSM	35
4.1.1 Expoente de Lyapunov	35
4.1.2 Dimensão de Correlação	36
4.2 Principais modos de variabilidade de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico	40
4.2.1 Atlântico Norte	40
4.2.1.1 Principais modos	40
4.2.1.2 Oscilações dominantes na CP01	42

4.2.1.3	Oscilações dominantes na CP02	46
4.2.2	Atlântico Sul	51
4.2.3	Pacífico Norte	53
4.2.4	Pacífico Tropical	55
4.2.5	Relações entre OMA e CP02 do Pacífico Norte, e entre ODP, ENOS e CP03 do Pacífico tropical	58
4.3	Relação entre a OMA e a precipitação no norte do NEB	64
4.3.1	Classificação da estação chuvosa de Fortaleza de acordo com a fase da OMA	64
4.3.2	Anos muito secos na fase quente da OMA	65
4.3.3	Anos muito secos na fase fria da OMA	69
4.3.4	Anos muito chuvosos na fase quente da OMA	73
4.3.5	Anos muito chuvosos na fase fria da OMA	77
4.3.6	Discussão sobre a relação entre a precipitação em Fortaleza e as fases da OMA	80
4.4	Efeitos da OMA e ENOS na precipitação da América do Sul	84
4.4.1	Anos de El Niño na fase quente da OMA	84
4.4.2	Anos de El Niño na fase fria da OMA	91
4.4.3	Anos de La Niña na fase quente da OMA	97
4.4.4	Anos de La Niña na fase fria da OMA	103
4.4.5	Discussão sobre a relação entre OMA e ENOS	109
4.5	Efeitos da ODP e ENSO na precipitação da América do Sul	118
4.5.1	Classificação das fases da ODP	118
4.5.2	Anos de El Niño na fase quente da ODP	118
4.5.3	Anos de El Niño na fase fria da ODP	125
4.5.4	Anos de La Niña na fase quente da ODP	131
4.5.5	Anos de La Niña na fase fria da ODP	137
4.5.6	Discussão sobre a relação entre ODP e ENOS	143
5	CONCLUSÃO	145
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
	APÊNDICE A - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS	163
A.1	Solução do Problema de Autovetor e Autovalor	163

APÊNDICE B - ONDALETAS	165
APÊNDICE C - APLICAÇÃO DA RECONSTRUÇÃO DO ES- PAÇO DE FASE A PARTIR DE SÉRIES TEMPORAIS	167
ANEXO A - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO	171

1 INTRODUÇÃO

Os oceanos têm papel importante na variabilidade climática global, atuando como reguladores do clima devido a sua grande inércia térmica. A atmosfera e o oceano são fortemente acoplados por processos termodinâmicos e dinâmicos. Nesses processos, uma variável essencial no controle da troca de calor latente e sensível é a Temperatura da Superfície do Mar (TSM), bem como os ventos em superfície (CHANG et al., 1997). Por exemplo, Gill (1980) mostrou que anomalias positivas de TSM nos trópicos podem gerar convecção atmosférica, divergência em altos níveis da troposfera e alterações na Célula de Walker, que podem ocasionar mudanças na circulação atmosférica global através de processos conhecidos como teleconexões (HOSKINS; KAROLY, 1981; WALLACE; GUTZLER, 1981).

A variabilidade da TSM muitas vezes implica na variação de precipitação em várias regiões do globo, sendo associada a eventos de secas prolongadas ou enchentes (KOUSKY et al., 1984). Estas por sua vez podem trazer consequências graves para a economia e a sociedade, podendo afetar o desenvolvimento de alguns países, por atingir setores como a agricultura, a indústria e a geração de energia elétrica.

É conhecido que na escala interanual os oceanos Pacífico e Atlântico têm papel importante na variabilidade da precipitação sobre a América do Sul, principalmente devido ao fenômeno acoplado oceano-atmosfera El Niño/Oscilação Sul (ENOS) no Oceano Pacífico e ao gradiente inter-hemisférico da anomalia de TSM do Atlântico. Contudo, no final da década de 1990, alguns trabalhos apontaram que variações climáticas significativas na escala decenal a multidecenal em várias regiões do globo, que podem estar relacionadas a oscilações de TSM, tais como a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) (MANTUA et al., 1997; ZHANG et al., 1997) e a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) (DELWORTH; MANN, 2000; ENFIELD et al., 2001; GRAY et al., 2003; MCCABE et al., 2004). Estudos ainda são necessários para se obter um melhor entendimento dos mecanismos físicos associados a variações de baixa-frequência na TSM e suas relações com a variabilidade de precipitação, em particular sobre a América do Sul. Cabe ressaltar que existem dificuldades na análise da variabilidade decenal a multidecenal do clima, principalmente pelo fato de o comprimento das séries temporais de dados disponíveis ser da ordem de grandeza dos períodos das oscilações.

A variabilidade de precipitação sobre a América do Sul sofre influências tanto do

Oceano Atlântico quanto do Oceano Pacífico. Tal variabilidade pode ser ainda mais complexa, levando-se em conta que a variabilidade de um oceano pode estar relacionada com a do outro nas escalas interanual a multidecenal. Klein et al. (1999) mostraram que na fase quente do ENOS (El Niño), podem ocorrer anomalias positivas de TSM em outros oceanos além do Pacífico, tal como o Atlântico tropical Norte (ATN) em aproximadamente 6 meses após a fase madura do El Niño (valores máximos da anomalia de TSM no Pacífico tropical). Como os oceanos Pacífico e Atlântico não são interligados geograficamente, a explicação para a influência do Pacífico sobre o Atlântico pode estar no mecanismo de “ponte atmosférica”. Por outro lado, trabalhos mais recentes, utilizando modelagem, sugeriram que as oscilações multidecenais na TSM do oceano Atlântico podem modular o ENOS e influenciar o ciclo anual da TSM no Pacífico tropical (DONG et al., 2006; LATIF, 2001; TIMMERMANN et al., 2007; ZHANG; DELWORTH, 2005).

A ODP e a OMA, bem como outras oscilações nas anomalias de TSM para outras regiões do Atlântico na escala decenal a multidecenal, em geral foram estudadas independentemente uma das outras. Em adição, os processos físicos envolvidos nas relações entre estas oscilações e a precipitação sobre a América do Sul não são bem conhecidos. Andreoli e Kayano (2005) mostraram que a ODP, quando na fase quente (anomalias positivas de TSM no Pacífico tropical), acentua os efeitos do ENOS na precipitação sobre a América do Sul. Além de estudar as relações entre precipitação e a variabilidade de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, também é relevante obter evidências de possíveis ligações entre as oscilações na TSM dessas duas bacias.

1.1 Objetivos

Este estudo tem como objetivo examinar a natureza das oscilações da TSM na escala decenal a multidecenal e suas relações com a precipitação na América do Sul, usando técnicas estatísticas bem conhecidas, como as Funções Ortogonais Empíricas (FOE), análise de ondaletas e composições de campos meteorológicos; e também usar uma nova abordagem, estimando a dimensionalidade de atrator da TSM.

Objetivos específicos:

- Obter os modos dominantes de variabilidade da TSM dos oceanos Atlântico Norte, Atlântico Sul, Pacífico tropical, Pacífico Norte com a FOE.
- Encontrar as escalas temporais dominantes dos coeficientes de expansão

das FOEs dos oceanos Atlântico e Pacífico utilizando a técnica de ondas.

- Estimar características invariantes dos sistemas como o expoente de Lyapunov e a dimensionalidade do atrator da anomalia de TSM em cada ponto de grade para os oceanos Atlântico e Pacífico. Com isto, construir campos nos quais será possível traçar regiões com mesmo regime e de mesmas características de complexidade.
- Analisar as influências na precipitação da América do Sul dos principais modos de variabilidade de TSM do Atlântico Norte e do Pacífico Norte na escala decenal a multidecenal.
- Inferir possíveis mecanismos físicos para as relações entre a precipitação na América do Sul e as diferentes condições da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico na escala multidecenal.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Oceano Pacífico

2.1.1 El Niño/Oscilação Sul (ENOS)

Em condições normais, os maiores valores de TSM no Pacífico tropical estão no setor oeste e os menores no setor leste e central. A presença dos ventos alísios provoca o empilhamento de águas mais quentes no Pacífico oeste. Com isto, através da circulação oceânica, ocorre o aumento da profundidade da termoclina no lado oeste da bacia e, por continuidade de massa, a profundidade da termoclina diminui do lado leste, provocando a ressurgência de águas mais frias nessa região. Logo, o lado oeste (leste) da bacia tem características atmosféricas de fonte (sumidouro) de calor, o que gera uma circulação com ascensão (subsistência) no oeste (leste) e escoamento para leste (oeste) na alta (baixa) troposfera. Tal circulação é conhecida como célula de Walker (WALKER, 1924; BJERKNES, 1969), a qual é a resposta atmosférica aos gradientes leste/oeste equatoriais de Pressão ao Nível do Mar (PNM) e de TSM, sendo estes, integrantes da interação oceano-atmosfera.

Porém, em alguns anos, as condições normais no Pacífico tropical são alteradas pelo fenômeno interanual acoplado oceano-atmosfera, ENOS (BJERKNES, 1969; RASMUSSEN; CARPENTER, 1982). O ENOS tem uma oscilação não periódica, podendo variar entre 2 e 7 anos. Na fase quente do ENOS (El Niño), a PNM exhibe valores acima da média histórica no Pacífico oeste e menores que a média no sudeste do Pacífico tropical, ao mesmo tempo que os ventos alísios ficam mais fracos que o normal. Dessa forma, as regiões leste e central do Pacífico apresentam temperaturas mais elevadas que o normal (KOUSKY et al., 1984; KAYANO et al., 2005). Na fase fria do ENOS (La Niña) as características de PNM, TSM e vento são aproximadamente inversas às da fase quente. Uma forma de determinar a fase e intensidade do ENOS dá-se por meio do Índice Oscilação Sul (IOS), que é definido como a diferença normalizada entre a anomalia normalizada de PNM em Tahiti e Darwin. O IOS é anti-correlacionado com os índices oceânicos do Niño. Quando o IOS é negativo (positivo), o ENOS encontra-se na fase quente (fria).

Uma outra maneira de determinar a fase e intensidade do ENOS é através dos índices de TSM da região equatorial do Pacífico, tais como a do Niño-3 e do Niño-3.4. Estes são definidos como a média de anomalia de TSM sobre a área limitada em 5°N-

5°S e 150°W-90°W, e entre 5°N-5°S e 170°W-120°W, respectivamente. Anos de El Niño/La Niña podem ser determinados pelo critério de Trenberth (1997) aplicado aos índices do Niño-3 ou Niño-3.4 suavizados pela média móvel de 5 meses. Segundo este autor, quando o índice do Niño-3 suavizado for maior que 0,5°C (menor que -0,5°C) por pelo menos 6 meses consecutivos tem-se a ocorrência de evento de El Niño (La Niña). Para o Niño-3.4 suavizado, o valor limítrofe é de 0,4°C. Exemplos de anos que ocorreram El Niño de maior intensidade foram os de 1982-83 e 1997-1998, e de La Niña de maior intensidade foram os de 1973-74 e 1988-89 (TRENBERTH, 1997).

A teoria mais aceita para explicar o fenômeno ENOS é a do oscilador defasado (WYRTKI, 1975; SCHOPF; SUAREZ, 1988; SUAREZ; SCHOPF, 1988), na qual a relaxação dos ventos alísios no Pacífico central e leste produzem uma onda equatorial interna de Kelvin subsidente no oceano que se desloca para leste causando o afundamento da termoclina, e uma onda de Rossby ressurgente se deslocando para oeste. A onda de Kelvin é cerca de 3 vezes mais rápida que a de Rossby, e é responsável pelas anomalias positivas de TSM na parte central e leste do Pacífico. Quando a onda de Rossby chega na parte oeste, é induzida uma onda de Kelvin ressurgente, com características opostas à primeira, fechando-se o ciclo de El Niño e começando o ciclo da La Niña.

2.1.2 Variabilidade Decenal

No Pacífico, flutuações de mais baixa frequência na TSM estão superpostas ao modo interanual (GU; PHILANDER, 1997). Estas flutuações de baixa frequência no Pacífico ficaram conhecidas como Oscilação Decenal do Pacífico (ODP). A ODP manifesta-se principalmente na TSM e na PNM, sendo também associada a variações na escala decenal a multidecenal no padrão de precipitação sobre a América do Norte (McCABE et al., 2004) e na biota do Pacífico Norte (MANTUA et al., 1997).

Estudos sobre a ODP, como o de Zhang et al. (1997), Mantua et al. (1997), Minobe (1997), são relativamente recentes. A ODP apresenta padrões de anomalia de TSM, PNM e de cisalhamento de vento em superfície parecidos com os de ENOS, porém, na escala decenal, com maior abrangência meridional e sinal mais acentuado no Pacífico Norte. O índice da ODP foi definido por Mantua et al. (1997) como o coeficiente de expansão do primeiro modo das FOEs das anomalias de TSM do oceano Pacífico, a norte de 20°N. Quando este índice é positivo (fase quente), o Pacífico central e

leste apresenta TSM acima da normal, e o Pacífico Norte, valores abaixo da normal (Figura 2.1). Quando o índice é negativo (fase fria), a configuração de TSM no oceano Pacífico é aproximadamente inversa.

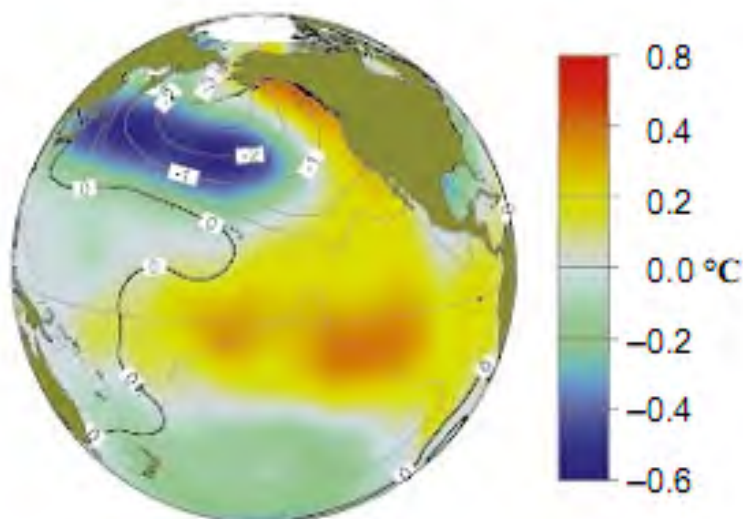


Figura 2.1 - Anomalia de TSM na fase positiva da ODP.
Fonte: Mantua et al. (1997).

Alguns trabalhos forneceram evidências de que o regime frio da ODP prevaleceu de 1890-1924 e novamente de 1947-1976, enquanto a fase quente dominou de 1925-1946 e de 1977 até aproximadamente o final da década de 1990 ou até mais recentemente (MINOBE, 1997; MANTUA et al., 1997; MINOBE, 1999; CHAO et al., 2000), como mostrado parcialmente na Figura 2.2. Minobe (2000) encontrou flutuações da ODP com as maiores porcentagens da variância explicada na escala temporal entre 15-25 anos (bidecenal) e entre 50-70 (pentadecenal) anos.

A partir da técnica de transformada de ondaletas, utilizando o Índice do Pacífico Norte, Minobe (1999) mostrou que as oscilações bidecenal e a pentadecenal na anomalia de TSM do Pacífico Norte exibem diferentes dependências sazonais, sendo a variação bidecenal evidente no inverno boreal e a pentadecenal na primavera e no inverno, o que implica que os dois sinais não apresentam uma relação subharmônica. Contudo, segundo esse autor, esta diferença sazonal sugere que as duas variações interdecenais podem ser aspectos distintos de um único fenômeno, que possivelmente

surtem de dois mecanismos físicos distintos. Isto porque estas duas oscilações são sincronizadas, estando a variação pentadecenal em fase com a bidecena com um período relativo de 3 (MINOBE, 1999), ou seja, a cada inversão de fase da oscilação pentadecenal ocorre três inversões de fase na oscilação bidecena, sendo que na inversão da fase pentadecenal ambas tem a mesma polaridade. A variação pentadecenal fornece a escala do regime e a bidecena caracteriza a transição rápida entre dois sucessivos regimes identificados por Mantua et al. (1997), Minobe (1997) no Pacífico Norte (MINOBE, 1999).

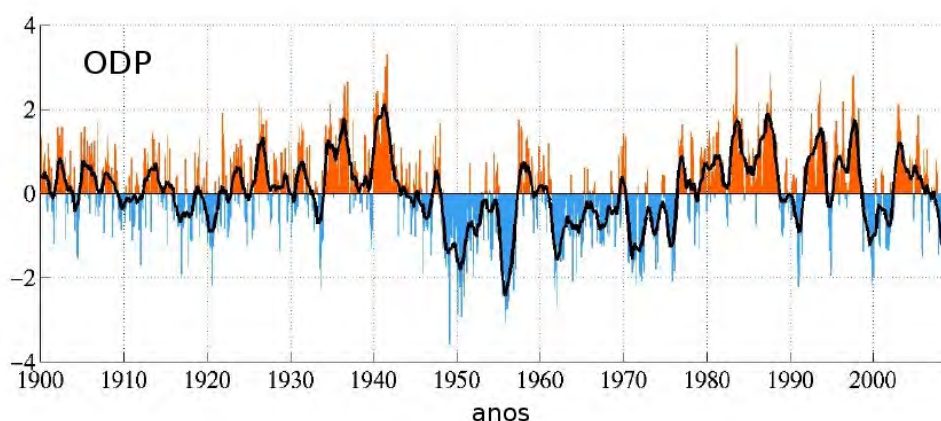


Figura 2.2 - Série temporal do índice da ODP

Fonte: Adaptada de *jisao.washington.edu/pdo*

Segundo Andreoli e Kayano (2005), as anomalias de precipitação sobre a América do Sul associadas ao evento de El Niño são mais evidentes na fase quente da ODP, quando a variabilidade sazonal é mais acentuada. Além disso, estas autoras mostraram que a composição da função de corrente em 200 hPa é crucial para explicar as diferenças na distribuição de precipitação entre as duas fases da ODP, pois tal variável ilustra as diferenças no padrão de onda de Rossby, no tipo de circulação atmosférica (cyclônica ou anticiclônica) e sua ligação com o jato subtropical.

2.2 Oceano Atlântico

A variação na TSM do oceano Atlântico, na escala interanual a decenal, é da ordem de 0,3° a 0,5°C (CARTON et al., 1996), e tem influência na precipitação em algumas

regiões da América do Sul. Carton e Huang (1994) afirmaram que vários fatores fazem com que a variabilidade da TSM do Atlântico tropical seja mais complexa que a do Pacífico tropical. Dentre estes fatores, tem-se a grande variedade de modos que são observados no Atlântico, incluindo os modos de variabilidade que não são confinados nos trópicos. Além disso, a localização dos continentes bem como suas geometrias acrescentam maior complexidade a esta bacia.

Usando um modelo equatorial acoplado, Zebiak (1993) encontrou um modo Equatorial acoplado oceano-atmosfera no oceano Atlântico e concluiu que este apresenta similaridade com a variabilidade interanual do Pacífico tropical. Apesar disso, não é correlacionado estatisticamente com o ENOS e explica uma pequena porcentagem da variância para o Atlântico tropical se comparado ao fenômeno interanual do Pacífico tropical (ZEBIAK, 1993). O modo Equatorial do Atlântico é mais equatorialmente confinado e se estende mais para oeste do que o ENOS, ainda, tal modo apresenta variabilidade dominante de 4 anos, sendo mais intenso nos meses de inverno no Hemisfério Sul.

Muitos trabalhos mostraram que grande parte da variância explicada da anomalia de TSM no Atlântico tropical é devido a uma estrutura antissimétrica, com um centro no ATN e outro de sinal oposto no Atlântico tropical Sul (ATS), o Dipolo Inter-hemisférico de anomalia de TSM (HASTENRATH, 1976; MOURA; SHUKLA, 1981). Em contraposição, outros trabalhos afirmaram que este dipolo não explica grande parte da variância total do Atlântico tropical (ENFIELD et al., 1999; ENFIELD; MAYER, 1997), ou ainda, que o dipolo de anomalia de TSM aparece como resultado de limitações metodológicas das FOEs (HOUGHTON; TOURRE, 1992; DOMMENGET; LATIF, 2000).

Usando FOE rotacionada, com o critério Varimax, Houghton e Tourre (1992) encontraram que o primeiro modo da anomalia de TSM explica 34% da variância total e tem valores significativos a sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e, que o segundo modo a norte da ZCIT explica 28,6% da variância total. Em concordância, Enfield et al. (1999) mostraram que o Atlântico Norte e Atlântico Sul apresentam variabilidade independente um do outro.

A partir da análise da variabilidade multi-escalas com a ondaletas de Morlet, Andreoli e Kayano (2004) comprovaram que a grande porcentagem da variância explicada de anomalia de TSM no Atlântico tropical na escala decenal é consequência da

oscilação decenal forte na anomalia de TSM do ATN ou no ATS, porém não em ambos ao mesmo tempo. Estas autoras apresentaram resultados que concordaram com os de Enfield et al. (1999), por exemplo, que o padrão de dipolo de anomalia de TSM ocorre rara e aleatoriamente. Encontraram também, que tal modo é dado pela ocorrência de propagação meridional das anomalias de TSM ou pela redução das mesmas. Enfield et al. (1999) mostraram que o dipolo de TSM ocorre somente cerca de 12 - 15% do tempo, e em contrapartida, o modo Gradiente Inter-hemisférico de anomalia de TSM ocorre com uma frequência de quase 50%. Andreoli e Kayano (2004) estudaram 5 modos dominantes de variabilidade para o Atlântico: o modo Equatorial, com características interanuais; o modo do ATN, com pico de variância decenal de aproximadamente 10 anos; o modo do ATS, com pico de variância decenal em torno de 13 anos; o modo de Dipolo de anomalia de TSM entre o sul e o norte da ZCIT com maior variância na escala decenal; o modo Gradiente Inter-hemisférico de anomalia de TSM, com pico de variância decenal. Andreoli e Kayano (2004) ressaltaram que apesar do Atlântico tropical não apresentar um dipolo dominante, como sugeriram os trabalhos citados, tal flutuação meridional de anomalia de TSM existe, e é importante para o clima do Atlântico e continentes próximos.

2.3 Efeitos do ENOS e da Variabilidade de TSM do Atlântico sobre a precipitação da América do Sul

O ENOS pode influenciar a variabilidade de precipitação na América do Sul, em especial as regiões: sudeste; norte e nordeste; e a da costa equatorial oeste.

Na região sudeste, que compreende o Uruguai e o Sul do Brasil, o mecanismo responsável pelo aumento de chuva na fase quente do ENOS é a propagação de trem de Ondas de Rossby de número três, conhecida como configuração PSA (Pacific/South American pattern) (MO; WHITE, 1985). Diaz et al. (1998), através da análise de correlações canônicas, mostraram que aparentemente o padrão anômalo de TSM do Atlântico sudoeste associado ao padrão de precipitação sobre a região sudeste da América do Sul é influenciado pelo ENOS, mas contraditoriamente a correlação positiva da anomalia de TSM do Atlântico com a precipitação nessa região é maior que a correlação entre a anomalia de TSM do Pacífico e a precipitação sobre a mesma área. Eles mostraram também que o Atlântico influencia a variabilidade de chuvas sobre essa área independentemente do oceano Pacífico.

Por outro lado, na região Nordeste do Brasil (NEB), o El Niño pode causar secas

devido à alteração na Célula de Walker e pela resposta no ATN à teleconexão do ENOS, caracterizada por aumento na TSM (GIANNINI et al., 2000). Na fase quente do ENOS, as áreas de TSM mais elevadas no Pacífico tropical oeste deslocam-se para leste, o que faz com que a convecção mais forte esteja mais a leste no Pacífico equatorial. Nessas condições, a célula de Walker tem seu ramo ascendente na parte central do Pacífico e descendente sobre o leste da região Amazônica, sobre o NEB e Atlântico tropical adjacente. Isto inibe a convecção local, diminuindo a precipitação (KOUSKY et al., 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987).

Porém, os eventos ENOS não são semelhantes. Concordante com isto, Lima (1992) concluiu que aparentemente não há uma associação de causa e efeito muito definida entre eventos de El Niño e secas no leste da região NEB. Neste sentido, Kane (2001) mostrou que entre 1871-1998 houveram 52 eventos de El Niño, dos quais somente 31 foram associados com secas no NEB; e afirmou que pode ocorrer seca mesmo em anos em que não há a ocorrência de El Niño ou mesmo em anos de La Niña. Giannini et al. (2004), Andreoli e Kayano (2007) mostraram que a precipitação no NEB é relacionada ao ENOS e depende das condições (de até seis meses antes) do Atlântico tropical. Ocorrem casos em que a variabilidade de TSM do Atlântico tropical e ENOS podem ser discordantes, de forma que o Atlântico tropical pode limitar ou reverter o impacto do ENOS na precipitação sobre essa região (GIANNINI et al., 2004; ANDREOLI; KAYANO, 2007). Estes resultados estão de acordo com o estudo de modelagem de Pezzi e Cavalcanti (2001), que mostraram que, em certas situações, o efeito da variabilidade do Atlântico tropical pode sobrepujar os efeitos associados ao ENOS. Por exemplo, na ocorrência de El Niño (La Niña), se houver um Dipolo de TSM negativo (positivo) no Atlântico tropical, pode ocorrer aumento (diminuição) da precipitação sobre o NEB.

Moura e Shukla (1981) afirmaram que o Dipolo de TSM positivo no Atlântico tropical está associado com as secas no NEB. O mecanismo proposto por eles foi o estabelecimento de uma circulação termicamente direta com um ramo ascendente aproximadamente em 10°N na área aquecida anormalmente e outro descendente sobre o NEB e na região oceânica subjacente onde ocorre um esfriamento anômalo. Além disso, eles sugeriram que na presença de um Dipolo de TSM positivo no Atlântico, a ZCIT e a região com movimento descende ao sul do equador se deslocam para norte, o que causa uma redução na convergência no fluxo de umidade e redução na precipitação no norte do NEB.

O outro mecanismo que contribui para a seca no NEB é o padrão PNA de teleconexão (Pacific/North American) associado ao ENOS (HOREL; WALLACE, 1981). Este padrão ocorre devido ao deslocamento de trens de onda estimulados pela divergência em altos níveis decorrente da intensa convecção no Pacífico central (HOREL; WALLACE, 1981; WALLACE; GUTZLER, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996). O PNA faz com que o Atlântico Norte apresente anomalias positivas de TSM quando ocorre El Niño, o que pode causar uma assimetria inter-hemisférica de TSM. Considerando um gradiente meridional de anomalia de TSM do Atlântico, o vento é acelerado do hemisfério de anomalias negativas para o de anomalias positivas. Como a perda de calor do oceano por evaporação é proporcional à intensidade vento, há um aquecimento ainda maior da atmosfera no hemisfério de anomalias positivas de TSM (CHANG et al., 1997), porém a retroalimentação é fraca (DOMMENGET; LATIF, 2000). Desta forma, com anomalias positivas de TSM no Hemisfério Norte e intensificação das magnitudes dos ventos alísios de sudeste, observa-se redução de precipitação em parte do norte e nordeste da América do Sul.

Com relação ao Hemisfério Norte, em específico o Atlântico Norte e continentes adjacentes, um dos principais padrões de variabilidade de tempo e clima no período de inverno está associado à Oscilação do Atlântico Norte (OAN). A OAN deve-se à redistribuição de massa atmosférica entre o Ártico e a região subtropical do Atlântico (LAMB; PEPPLER, 1987). A OAN pode mudar a temperatura em superfície, o vento e a precipitação sobre o Atlântico e continentes adjacentes, bem como afetar indiretamente a precipitação (na estação seguinte) em regiões tropicais como o Caribe (GIANNINI et al., 2001). A OAN também afeta o oceano pela mudança do fluxo de calor oceano-atmosfera, da circulação do giro subtropical do Atlântico Norte, salinidade, profundidade da termoclina e a cobertura de gelo (HURRELL; DESER, 2009).

A intensidade e a fase dessa oscilação é medida pelo índice definido como a diferença das anomalias normalizadas de PNM entre os dois centros de ação. Estes centros são Lisboa (38,8°N, 9,1°W) e Stykkisholmur (65,7°N, 22,7°W) (HURRELL, 1995), ou Ponta Delgada (38°N, 26°W) e Akureyri (66°N, 18°W) (ROGERS, 1984). A OAN tem escala de dias à multidecenal, e apresenta-se na fase positiva (negativa) quando a Alta de Azores e Baixa da Islândia são mais fortes (fracas) que a normal, e os ventos de oeste em latitudes médias são mais fortes (fracos) (VAN LOON, 1978). O padrão de PNM associado à OAN é mais forte e tem maior cobertura espacial no inverno

boreal (MARSHALL et al., 2001). Na fase negativa (positiva) da OAN, o padrão de anomalias de TSM do Atlântico Norte caracteriza-se por um tripolo com centros de anomalias negativas (positivas) na regiões norte e tropical do Atlântico Norte, e com o centro positivo (negativo) entre 25°N e 45°N (MARSHALL et al., 2001). Por este padrão ser mais pronunciado no inverno boreal, quando a OAN é mais intensa, alguns autores analisaram a relação entre TSM e a OAN nesta estação (VISBECK et al., 2001; HOERLING et al., 2001). A OAN não tem uma escala preferencial de variabilidade (HURRELL; DESER, 2009). Ainda, o padrão de TSM associado à OAN é similar ao padrão de ferradura na TSM.

Uma vasta literatura pode ser encontrada sobre a variabilidade climática do Atlântico Norte. Neste setor oceânico, vários modos de variabilidade coexistem e afetam o clima das áreas continentais adjacentes (MARSHALL et al., 2001; WANNER et al., 2001; HURRELL, 2003; GROSSMANN; KLOTZBACH, 2009; HURRELL; DESER, 2009).

2.4 Oscilações Multidecenais na TSM

Oscilações multidecenais na TSM podem ser encontradas em várias regiões oceânicas (FOLLAND et al., 1984; MANN; PARK, 1994), porém são mais evidentes no Atlântico Norte, onde a TSM apresenta uma variabilidade natural desde a escala sazonal até a multidecenal. Sinais de variabilidade multidecenal na TSM foram detectados pela primeira vez por Bjerknes (1964), que sugeriu que o aquecimento gradual notado na faixa latitudinal de 30°N-50°N durante as décadas de 1920 e 1930 pode ter sido devido à interação da corrente do Golfo com a corrente do Atlântico Norte respondendo a mudanças na circulação do anticiclone subtropical. Este aquecimento prevaleceu até 1960 (KUSHNIR, 1994), quando um resfriamento se iniciou e culminou em águas superficiais mais frias que o normal no Atlântico Norte durante as décadas de 1970 e 1980 (FOLLAND; PARKER, 1990). Schlesinger e Ramankutty (1994), usando análise de espectro singular, mostraram que a série de TSM do Atlântico Norte contém uma oscilação entre 65-70 anos, e sugeriram que esta oscilação pode ser relacionada à variabilidade interna do sistema oceano-atmosfera.

O modo dominante da variabilidade de TSM no Atlântico Norte é de fato um modo multidecenal de grande escala, chamado de Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) (KERR, 2000; ENFIELD et al., 2001). Este modo é caracterizado por anomalias de mesmo sinal no Atlântico Norte com dois centros de anomalias máximas: um centrado em 15°N e outro em 55°N. Este padrão foi documentado em alguns traba-

lhos observacionais (ENFIELD et al., 1999; GOLDENBERG et al., 2001; XIE; CARTON, 2004; KNIGHT et al., 2005; LATIF et al., 2006), e também em simulações (SUTTON; HODSON, 2007). Um índice para quantificar a fase e intensidade desta oscilação foi sugerido por Enfield et al. (2001) como a média móvel de 10 anos da série de anomalia mensal de TSM do Atlântico Norte após a remoção da tendência linear. Usando este índice, eles mostraram que a variabilidade de TSM do Atlântico Norte contém uma oscilação com período entre 65-80 anos, com a fase quente ocorrendo durante os períodos de 1860-1880 e 1940-1960, e a fase fria durante os períodos de 1905-1925 e 1970-1990.

Delworth e Mann (2000) sugeriram que a OMA é relacionada à variação na circulação termo-halina. Consistente com isto, Knight et al. (2005), baseado em 1400 anos de simulação de um modelo climático, sugeriram que a OMA é uma oscilação quase periódica da variabilidade climática interna. Contudo, não existe um consenso que a OMA seja um modo natural, por dois motivos: as séries temporais históricas são curtas, e as variações associadas a OMA são reproduzidas em diversos estudos de modelagem por diferentes causas, o que implica em não saber se a causa das oscilações multidecenais é devido a um fator ou uma combinação de fatores. Alguns trabalhos apontam que a variabilidade multidecenal do Atlântico Norte deve-se a variações na convecção oceânica profunda devido a mudanças na salinidade e temperatura no norte do Atlântico Norte (DELWORTH et al., 1993; WEAVER et al., 1993), a um modo de variabilidade acoplado atmosfera-oceano (TIMMERMANN et al., 1998), a mudanças climáticas antropogênicas (MANN; EMANUEL, 2006), e ainda, a variações estocásticas que resultam em oscilações espectrais brancas e vermelhas (GRIFFIES; TZIPERMAN, 1995).

Delworth e Mann (2000), com base em dados derivados da análise de gelo, anéis de árvore e sedimentos, identificaram um modo oscilatório distinto de variabilidade de TSM na escala de aproximadamente 70 anos, e com um modelo acoplado oceano-atmosfera do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), encontraram um período entre 50 a 60 anos. Os autores apontaram semelhanças entre padrões multidecenais de TSM derivados da simulação e da observação, porém não encontraram o mesmo para a PNM. A variabilidade dos dados obtidos por este modelo envolve flutuações na intensidade da circulação termo-halina do Atlântico Norte, e consequentemente a explicação de Delworth e Mann (2000) para as oscilações multidecenais é fundamentada em tal circulação.

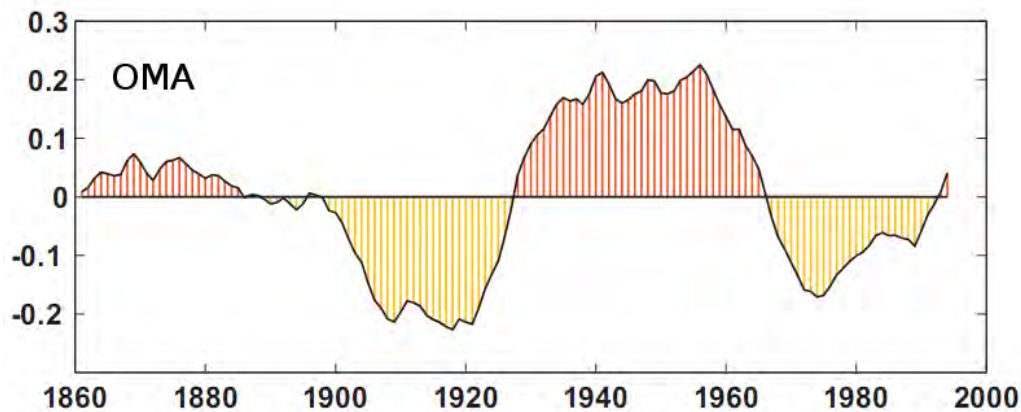


Figura 2.3 - Série temporal do índice da OMA
 Fonte: Adaptada de Enfield et al. (2001)

Além da variabilidade da circulação termo-halina dos oceanos, outros fatores internos, como os ciclos acoplados criosfera-oceano-atmosfera podem ser responsáveis por variações climáticas na escala decenal (MANN; PARK, 1994). Fatores externos como os ciclos solares simples de aproximadamente 11 anos, o subharmônico de 22 anos (ciclo de Hale) (VINES, 1986) e o ciclo nodal lunar de 18,6 anos (CÛRRIE, 1991) também podem ser considerados importantes na escala decenal. Na escala multidecenal e centenial as possíveis forçantes externas talvez sejam o ciclo solar de 80-90 anos (ciclo de Grassberg) (FRIIS-CHRISTENSEN; LASSEN, 1991) e fatores antropogênicos.

A OMA tem sido apontada como um dos principais fatores responsáveis pela variabilidade climática entre 50-70 anos em diversas partes do Hemisfério Norte. A fase positiva da OMA é associada com a redução na precipitação sobre os Estados Unidos e aumento na precipitação sobre o oeste europeu (ENFIELD et al., 2001; GRAY et al., 2003; SUTTON; HODSON, 2005). Alguns autores também afirmaram que a OMA influencia a posição da ZCIT e, conseqüentemente, a precipitação sobre o NEB e o Sahel (FOLLAND et al., 2001; KNIGHT et al., 2005; KNIGHT et al., 2006). O número reduzido de furacões no Atlântico durante as décadas de 1970 e 1980 também foi atribuído à fase negativa da OMA (GRAY et al., 1997; GOLDENBERG et al., 2001). Assim, a OMA desempenha um importante papel no clima de diversas partes do Hemisfério Norte. Contudo, vários aspectos da OMA ainda precisam ser melhor analisados. Entre os quais, como se dá a influência da OMA na precipitação da América do Sul, ainda, como tal oscilação pode modular fenômenos de mais alta

frequência como o ENOS; bem como as relações da OMA com outros modos de variabilidade dos oceanos, como o ENOS, ODP, etc.

2.5 Relações entre a variabilidade de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico

Alguns estudos mostraram que o Pacífico tropical e o Atlântico influenciam a TSM um do outro na escala interanual a multidecenal (ENFIELD; MAYER, 1997; GIANNINI et al., 2000; KLEIN et al., 1999; LATIF, 2001; ZHANG; DELWORTH, 2005; DONG et al., 2006). Segundo Enfield e Mayer (1997), a variabilidade do ENOS descrita pela Componente Principal do primeiro modo de FOE das anomalias de TSM do Pacífico tropical é fortemente correlacionada com as anomalias de TSM do ATN (10°N - 20°N), e também, porém menos intensamente, com as anomalias na borda norte da ZCIT e oeste do Atlântico Sul (20°W - 25°W). A flutuação de TSM no oceano Atlântico associada ao ENOS é defasada das anomalias de TSM no oceano Pacífico em 4-5 meses, sendo mais intensa no ATN em abril-maio-junho e no ATS em junho-julho-agosto (ENFIELD; MAYER, 1997). A resposta da TSM do Atlântico tropical ao ENOS não é um padrão antissimétrico, como o Dipolo Inter-hemisférico. De fato, grande parte do ATS e todo o ATN apresentam correlações positivas entre a anomalia de TSM e a variabilidade do ENOS (ENFIELD; MAYER, 1997). Assim, na escala interanual, o ENOS pode mascarar o efeito de dipolo de TSM entre o ATS e o ATN (ENFIELD et al., 1999). Entretanto, o ATS eventualmente exibe uma fraca correlação negativa entre a variabilidade do ENOS e a anomalia de TSM que ocorre próximo à costa da Angola durante o final do outono e começo do verão (austral) (ENFIELD; MAYER, 1997).

Como mencionado anteriormente, durante a fase quente do ENOS, a atividade convectiva no Pacífico oeste se desloca para leste em direção ao Pacífico central e leste e ocorre um enfraquecimento da célula de Walker. Coincidente com isto, é observado um fortalecimento da célula de Hadley sobre o Pacífico central e um enfraquecimento da célula de Hadley sobre os oceanos Índico e Atlântico (KLEIN et al., 1999). A Figura 2.4 mostra um esquema ilustrando essas mudanças nas circulações meridionais e zonais de grande escala.

Alterações nas células de Hadley e Walker acarretam variações na cobertura de nuvens e evaporação sobre a região tropical dos oceanos Pacífico, Índico e Atlântico. Essas variações por sua vez implicam em mudanças no balanço de energia, o que



Figura 2.4 - Diagrama esquemático de mudanças na circulação atmosférica de grande escala para eventos de El Niño.

Fonte: Klein et al. (1999).

pode alterar a TSM local. Klein et al. (1999) analisaram a relação entre o ENOS e as mudanças na cobertura de nuvens e evaporação no oceano Atlântico, em especial no ATN. Nessa região, os efeitos do El Niño são mais evidentes na evaporação do que na cobertura de nuvens (KLEIN et al., 1999). Com relação aos ventos em superfície, a característica principal é a presença de ventos de sudoeste no mar do Caribe e parte central do ATN (ENFIELD; MAYER, 1997), o que reduz os ventos alísios, levando a uma diminuição de 6 W m^{-2} no fluxo de calor latente dessa bacia (KLEIN et al., 1999). Os fatores para redução dos ventos alísios no ATN, associados ao El Niño, deve-se ao enfraquecimento do sistema da Alta Subtropical do Atlântico Norte, causado por um centro de baixa pressão anômalo no sudeste da América do Norte, relacionado ao fortalecimento da fase positiva do padrão PNA (NOBRE; SHUKLA, 1996); e pela redução na intensidade da célula de Hadley do oceano Atlântico (KLEIN et al., 1999).

Na escala decenal a multidecenal, D'Orgeville e Peltier (2007) discutiram a relação entre a TSM do Atlântico Norte e do Pacífico Norte a partir de análise de FOE com os dados do Hadley Center. Estes autores trataram o primeiro modo do Atlântico Norte e do Pacífico Norte como sendo a OMA e a ODP, respectivamente. Em seu trabalho, encontraram correlação significativa entre a OMA e a ODP, com correlação positiva quando a primeira precede a segunda em 13 anos e com correlação negativa quando a segunda precede em 17 anos a primeira. Eles encontraram que a OMA é correlacionada espacialmente com o segundo modo da FOE do Pacífico Norte, mas baixa correlação entre as séries temporais correspondentes.

2.5.1 Relações entre a OMA e o ENOS

Dong et al. (2006) sugeriram que variações na TSM relacionadas com a OMA podem modular a variabilidade de ENOS. Utilizando um modelo acoplado oceano-atmosfera, estes autores sugeriram que a relação entre a fase quente da OMA e a redução na variabilidade de ENOS se dá pela alteração na profundidade da termoclina e redução da estratificação vertical no Pacífico equatorial. Estas alterações influenciam a instabilidade acoplada através da qual o ENOS cresce, o que por sua vez reduz sua variância.

Condizente com a hipótese da relação da OMA influenciar eventos ENOS, Timmermann et al. (2007), utilizando cinco modelos diferentes de circulação geral acoplado oceano-atmosfera, apresentaram evidências de uma teleconexão oceânica ligando o Atlântico a outros oceanos na escala que abrange décadas a milênios. Eles concluíram que a redução na circulação termo-halina no oceano Atlântico pode gerar anomalias na profundidade da termoclina do Pacífico. Em adição, Timmermann et al. (2007) baseados em observações e modelagem, sugeriram que no período em que a OMA esteve na fase negativa (de aproximadamente 1960 a 1990) o Atlântico Norte foi caracterizado por apresentar anomalias negativas na TSM e o Atlântico Sul anomalias positivas. Nesse mesmo período, houve maior variabilidade de ENOS e redução da magnitude do ciclo anual de TSM no Pacífico tropical leste. Em contraponto, durante a fase positiva da OMA (de aproximadamente 1930 a 1960) ocorreu a intensificação do ciclo anual da TSM do Pacífico tropical e enfraquecimento de variabilidade de ENOS (TIMMERMANN et al., 2007).

Estes estudos mostraram que anomalias do Atlântico Norte podem influenciar a ocorrência de evento ENOS com atraso variando de poucos anos a várias décadas. Contudo, com base em dados observados, Wang et al. (2011) sugeriram uma relação entre as anomalias de TSM do Atlântico Norte e do Pacífico tropical com atraso entre 5-13 meses. Esta escala de tempo é mais curta do que a proposta por Dong e Sutton (2002), Dong et al. (2006) e muito mais curta do que a proposta por Timmermann et al. (2007), que sugeriram teleconexões por processos oceânicos. Ainda, Wang et al. (2011) afirmaram que quando o Atlântico Norte é mais frio no verão boreal, a região centro-leste do Pacífico tropical tende a ser mais quente no inverno, primavera e verão subsequente. Uma explicação para esta relação entre o Atlântico e o Pacífico tropical foi dada por estes autores a partir de composição com dados observados. Eles sugeriram que anomalias negativas de TSM do Atlântico

Norte durante o verão induzem a um padrão de circulação atmosférica no Hemisfério Norte similar ao padrão positivo da teleconexão Atlântico Leste-Oeste Russo (padrão chamado Eurasia-2 por Barnston e Livery (1994)). Esta padrão apresenta 4 centros principais, dois com altura geopotencial positiva sobre Inglaterra/Dinamarca e próximo ao lago Baikal (Rússia), e outros dois com altura geopotencial negativa sobre o Atlântico Norte e nordeste do Mar Cáspio. Wang et al. (2011) sugeriram que, através do padrão positivo da Atlântico Leste-Oeste Russo, a Alta Siberiana é aumentada e a Monção de Inverno do Leste Asiático é fortalecida. Isto pode levar ao surgimento de anomalias de ventos de oeste no oeste do Pacífico na primavera subsequente, iniciando um El Niño.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Dados mensais de precipitação sobre a América do Sul, situada entre 45°S - 10°N e 25°W - 85°W, foram obtidos de “Global Precipitation Climatology Centre” (GPCC) disponível em [ftp – anon.dwd.de/pub/data/gpcc/html/fulldata_download.html](ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/html/fulldata_download.html). Este conjunto consiste do produto de reanálise global do GPCC na versão 6, e tem resolução espacial de 1,0° x 1,0° de latitude-longitude para o período entre 1901 e 2006 (SCHNEIDER et al., 2008). A série mensal pluviométrica sobre Fortaleza (03°47’S, 38°32’W), observada entre 1850 a 2006, analisada anteriormente por Andreoli e Kayano (2004) também foi utilizada.

Os dados globais mensais de TSM usados foram as séries temporais estendidas reconstruídas em cada ponto de grade (SMITH et al., 2008), com uma resolução espacial de 2° x 2°, disponíveis em [http : //www.jisao.washington.edu/data_sets/ersst/](http://www.jisao.washington.edu/data_sets/ersst/) na versão 3b para o período de 1854 até 2006.

Dados da reanálise Twentieth Century versão 2 (COMPO et al., 2011), foram também utilizados no presente trabalho. Esta reanálise abrange o período de 1871 a 2006 e está disponível no endereço www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.20thC_ReanV2.monolevel.mm.html. Deste conjunto de dados foram obtidos os campos mensais de PNM, ventos horizontais e movimento vertical (ω). Os dados de vento e ω possuem resolução vertical de 19 níveis. Neste conjunto, o padrão PNA é fraco durante todo o período disponível (COMPO et al., 2011).

O índice mensal normalizado da OAN, definido por Rogers (1984) como a diferença entre a PNM em Ponta Delgada, Azores (38°N,26°W) e Akureyri, Iceland (66°N, 18°W) e disponível em [http : //polarmet.osu.edu/NAO/](http://polarmet.osu.edu/NAO/) para o período de 1874-2004 também foi usado.

Na Tabela 3.1 é mostrado um resumo dos conjuntos de dados usados, bem como os períodos utilizados no presente trabalho.

Tabela 3.1 - Dados utilizados.

Conjunto	Período	Referência
GPCC	1901-2006	Schneider et al. (2008)
Precipitação em Fortaleza-CE	1850-2006	Andreoli e Kayano (2004)
TSM reconstruída	1854-2006	Smith et al. (2008)
Reanálise Twentieth Century - 2	1871-2006	Compo et al. (2011)
Índice OAN	1874-2004	Rogers (1984)

3.2 Metodologia

O potencial de velocidade (χ) e a função de corrente (ψ) foram obtidos a partir do vento horizontal em 200 hPa decomposto em uma parte não-divergente (rotacional) e outra divergente (irrotacional): $\vec{v} = \vec{v}_\psi + \vec{v}_\chi = \vec{k} \times \nabla\psi + \nabla\chi$, como proposto em Krishnamurti (1971), Krishnamurti et al. (1973). A divergência (convergência) na alta troposfera corresponde a convergência (divergência) na baixa troposfera (WANG, 2002), sendo assim foi analisado somente χ em 200 hPa.

A tendência linear de todas as variáveis, exceto da precipitação, foi removida baseando-se na aproximação linear por regressão simples sendo utilizado o método dos mínimos quadrados (BOX; DRAPER, 1987). Os períodos utilizados foram de 1901-2006 para dados de precipitação na América do Sul; de 1871-2006 para a PNM, χ , ψ e ω ; e de 1854-2006 para TSM. As anomalias mensais das variáveis em cada ponto de grade foram calculadas removendo-se o ciclo anual. O ciclo anual de cada variável foi obtido para o período disponível dos dados. As anomalias de precipitação, PNM, χ , ψ e ω foram normalizadas pelos desvios padrão mensais em cada ponto de grade. Ainda, para ressaltar os padrões de ondas atmosféricas foram calculadas as anomalias zonais de ψ , ou seja, foram removidas as médias zonais.

A partir da técnica de FOE (Apêndice A) foram obtidos os principais modos de variabilidade das anomalias mensais da TSM para o período de 1854-2006 das áreas indicadas na Figura 3.1, que correspondem ao Pacífico Norte (a norte de 20°N), ao Pacífico tropical (entre 40°S e 40°N), ao Atlântico Norte (80°W – 0; Equador – 65°N) e ao Atlântico Sul (70°W – 20°E; Equador – 50°S). A justificativa para estudar separadamente o Atlântico Norte e o Atlântico Sul está fundamentada nos trabalhos de Enfield e Mayer (1997), Dommenges e Latif (2000), Andreoli e Kayano (2004), que mostraram haver uma independência estatística da variabilidade da TSM entre as regiões tropicais norte e sul dessa bacia.

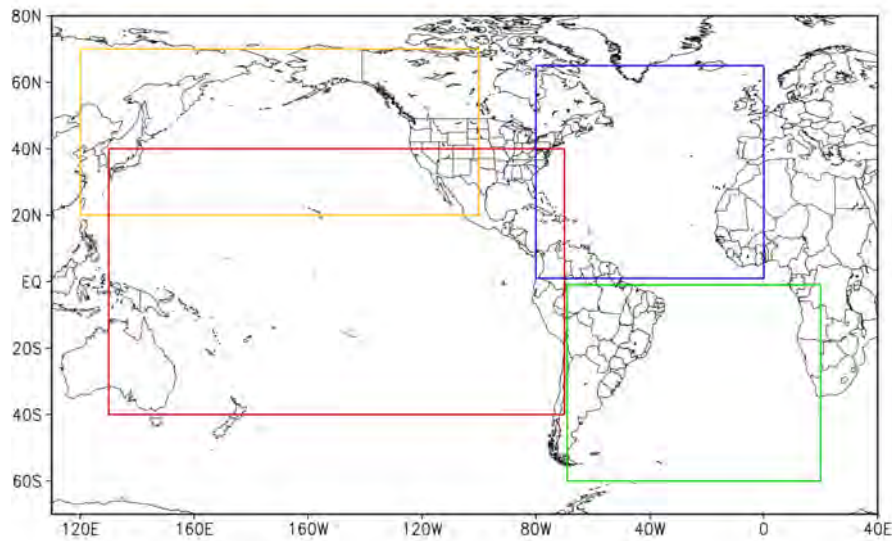


Figura 3.1 - Áreas selecionadas para cálculo das FOE e da estimativa de dimensionalidade do atrator de anomalia de TSM

A matriz de covariância foi utilizada nas análises de FOE. A separação dos modos foi estudada utilizando o método proposto por North et al. (1982). Neste método, um dado modo m pode ser fisicamente significativo se seu autovalor associado λ_m é bem separado dos autovalores vizinhos (Apêndice A). Se dois autovalores adjacentes são agrupados, mas separados dos seus vizinhos, então seus autovalores correspondentes podem ser combinados para produzir um padrão fisicamente significativo.

Os autovetores são representados como padrão de correlação, cuja significância estatística foi examinada em cada ponto de grade usando o teste t de Student ao nível de confiança de 95% . O número de graus de liberdade (GL) em cada ponto foi estimado dividindo-se o comprimento da série pelo número de meses de duas realizações independentes. A componente principal (CP), também chamada de coeficiente de expansão, de cada modo é uma série normalizada usada para identificar a escala da oscilação temporal do padrão espacial.

O espectro das primeiras CPs de cada região selecionada foi estudado com a análise de ondaletas (Apêndice C). A ondaleta de Morlet, utilizada no presente trabalho, é uma exponencial complexa modulada por uma Gaussiana, $e^{i\omega_0\eta}e^{-\eta^2/2}$, com $\eta = t/s$,

onde t é o tempo, s é a escala de ondaleta e ω_o uma frequência adimensional. A ondaleta de Morlet é adequada para estudos de variabilidade de TSM e precipitação, visto que seu padrão de oscilação é semelhante aos destas variáveis (TORRENCE; COMPO, 1998). É válido mencionar que a função de ondaleta em cada escala s foi normalizada por $s^{1/2}$ para se ter energia unitária, o que assegura que a transformada de ondaleta em cada escala s fica comparável à transformada de outras séries temporais (TORRENCE; COMPO, 1998). A potência global de ondaleta (PGO) para uma dada escala s é a média temporal de todas as potências espectrais de ondaleta locais (TORRENCE; COMPO, 1998).

O cálculo da coerência e diferença de fase de ondaleta proposto por Torrence e Webster (1999) também foi usado. Dadas duas séries temporais $X(t)$ e $Y(t)$ com suas transformadas de ondaletas $W^X(t, s)$ e $W^Y(t, s)$, o espectro cruzado de ondaleta (cross-ondaleta) é definido como $W^{XY}(t, s) = W^X(t, s)W^{Y*}(t, s)$, onde (*) é o complexo conjugado. A coerência quadrática de ondaleta (ondaleta-squared) é definida como: $R^2 = \frac{|\langle s^{-1}W^{XY}(t, s) \rangle|}{\langle s^{-1}W^X(t, s) \rangle \langle s^{-1}W^Y(t, s) \rangle}$, onde $\langle \rangle$ é a suavização em tempo e na escala. A diferença de fase de ondaleta é dada por $\Delta\Phi(t, s) = \tan^{-1} \frac{\Im \langle s^{-1}W^{XY}(t, s) \rangle}{\Re \langle s^{-1}W^{XY}(t, s) \rangle}$ (TORRENCE; WEBSTER, 1999).

O índice da região do Niño-3 foi obtido como a média espacial das anomalias de TSM, das quais não foi removida a tendência linear, da região limitada por 150°W, 90°W, 4°S e 4°N (TRENBERTH, 1997).

O índice da ODP foi obtido a partir da CP do primeiro modo de variabilidade da TSM mensal do Pacífico Norte, conforme Mantua et al. (1997).

Dois índices foram usados para representar a variabilidade da OMA, um como a média móvel de 121 meses do índice de TSM do Atlântico Norte (ENFIELD et al., 2001), e o outro como a média anual do índice de TSM do Atlântico Norte. Na Tabela 3.2 são mostradas as áreas, variáveis, períodos e citações dos índices utilizados neste trabalho.

Foram feitas três análises usando a técnica de composição. Na primeira, os anos em que a precipitação acumulada na estação chuvosa em Fortaleza (de fevereiro a maio) foram classificados como muito chuvosos ou muito secos. Para isto, a precipitação acumulada entre fevereiro e maio foi ordenada, e os anos que apresentaram acumulados de precipitação acima do percentil 85% foram considerados muito chuvosos e

Tabela 3.2 - Índices utilizados.

Índice	Área	Variável	Período	Referência
OAN	Azores-Akureyri	PNM	1874-2004	Rogers (1984)
Niño-3	150°W-90°W;4°S-4°N	TSM	1854-2006	Trenberth (1997)
ODP	20°N-70°N;120°E-80°W	TSM	1854-2006	Mantua et al. (1997)
OMA	Equador-66°N; 80°W-0	TSM	1854-2006	Enfield et al. (2001)

anos com precipitação acumulada abaixo do percentil 15% foram considerados muito secos. Estes anos foram estratificados nas duas fases da OMA. Nessas análises foram estudados os campos de TSM e PNM para o período de 1854-2006 e 1871-2006, respectivamente. Na segunda, foram identificados anos com ocorrência de eventos El Niño e La Niña a partir do critério de Trenberth (1997). Ou seja, para TSM, quando a média móvel de 5 meses do índice do Niño-3 for maior que $0,5^{\circ}\text{C}$ (menor que $-0,5^{\circ}\text{C}$) por pelo menos 6 meses consecutivos tem-se a ocorrência de evento de El Niño (La Niña). Os anos de El Niño e La Niña foram estratificados nas fases da OMA. Os campos de anomalias de precipitação, TSM, PNM, ω , χ e ψ foram obtidos considerando o período de 1901-2006. Na terceira análise de composição, os anos de eventos ENOS foram estratificados nas fases da ODP.

A significância estatística dos compostos foi avaliada considerando-se que o número de GL é o número de casos incluídos na composição. Para o teste de significância, supôs-se que as variáveis possuam uma distribuição normal (BOX; DRAPER, 1987). Somente valores absolutos que excedem $t_{\alpha} \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}$ têm significância estatística, onde t_{α} é valor tabelado de t de Student para $n-1$ e σ é o desvio padrão. O nível de confiança usado nas composições foi de 90%. Para composição da diferença entre duas médias com número de anos distintos n_1 e n_2 , e desvios-padrão de σ_1 e σ_2 , respectivamente, somente valores absolutos da diferença que excedem $t_{\alpha(n_1+n_2-2)} \frac{\sqrt{(n_1-1)\sigma_1^2+(n_2-1)\sigma_2^2}}{\sqrt{\frac{n_1+n_2}{n_1n_2(n_1+n_2-2)}}}$ são considerados estatisticamente significativos ao nível de confiança de 90% (PRESS et al., 1986).

Para significância dos coeficientes de correlação, entre duas séries, foi usado o teste t de Student com o nível de significância de 5% mostrado no Anexo A (PANOFKY; BRIER, 1968). Entretanto, quando foram correlacionados dois índices que sofreram suavização por média móvel ou foram filtradas com ondaletas, a significância da correlação foi dada pelo teste de Monte Carlo sugerido por Ebisuzaki (1997). Assim, a partir de uma das séries, são geradas 10.000 séries com fases (da transformada

discreta de Fourier) aleatórias, porém mantendo o mesmo espectro de potência da série original (e mesma variância - teorema de Parseval). Estas séries aleatórias e a segunda série são suavizadas pela média móvel ou filtradas pelas ondaletas. A distribuição de correlação entre as séries aleatórias e a segunda série filtradas é usada para definir o limiar de correlação significativa.

3.2.1 Fases da OMA e da ODP

Para definir as fases da oscilação multidecenal do Atlântico Norte, o índice de TSM usado, é calculado como a média anual das anomalias de TSM do Atlântico Norte (entre Equador e 66°N; e entre 80°W e a longitude de Greenwich) (Figura 3.2). Os anos da fase quente (fria) da OMA são os com persistência de valores do índice maiores (menores) do que $0,75\sigma$ ($-0,75\sigma$). Dessa maneira, a fase quente compreende os períodos de 1854-1881, 1931-1960 e 1997-2006, e a fase fria os períodos de 1903-1925 e 1964-1994.

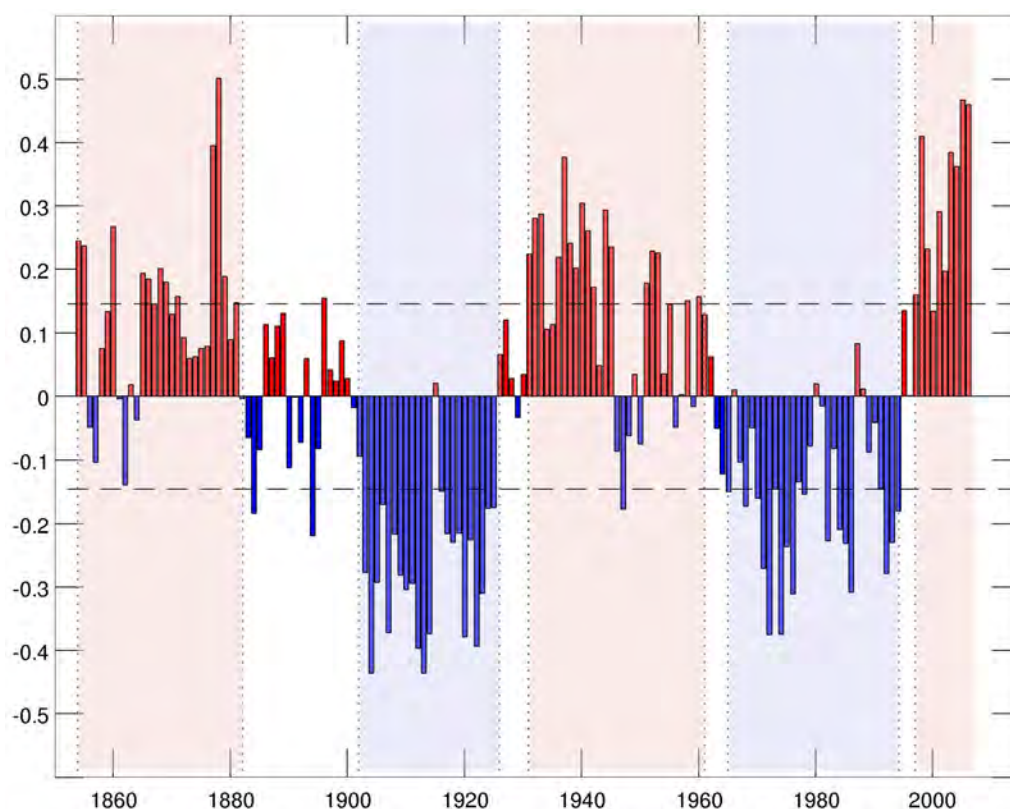


Figura 3.2 - Definição das fases da OMA para o período de 1854 a 2006, com base na média anual do índice de temperatura do Atlântico Norte. Os períodos de fase quente da OMA estão hachurados em vermelho claro, e os da fase fria em azul claro.

As fases da ODP foram definidas de maneira similar ao método usado para estabelecer as fases da OMA na seção 4.3. O índice da ODP é obtido da análise de EOF da seção 4.2 como sendo a CP01 do Pacífico Norte (MANTUA et al., 1997). Médias anuais foram geradas a partir deste índice. Os períodos com persistência de valores anuais acima (abaixo) de 0.75σ (-0.75σ), constituíram a fase quente (fria) da ODP, o símbolo σ é o desvio padrão da série anual. Dessa forma, a fase quente da ODP compreendeu os períodos de 1901-1908, 1926-1941 e 1977-1997, e a fase fria, os períodos de 1916-1924 e 1949-1975.

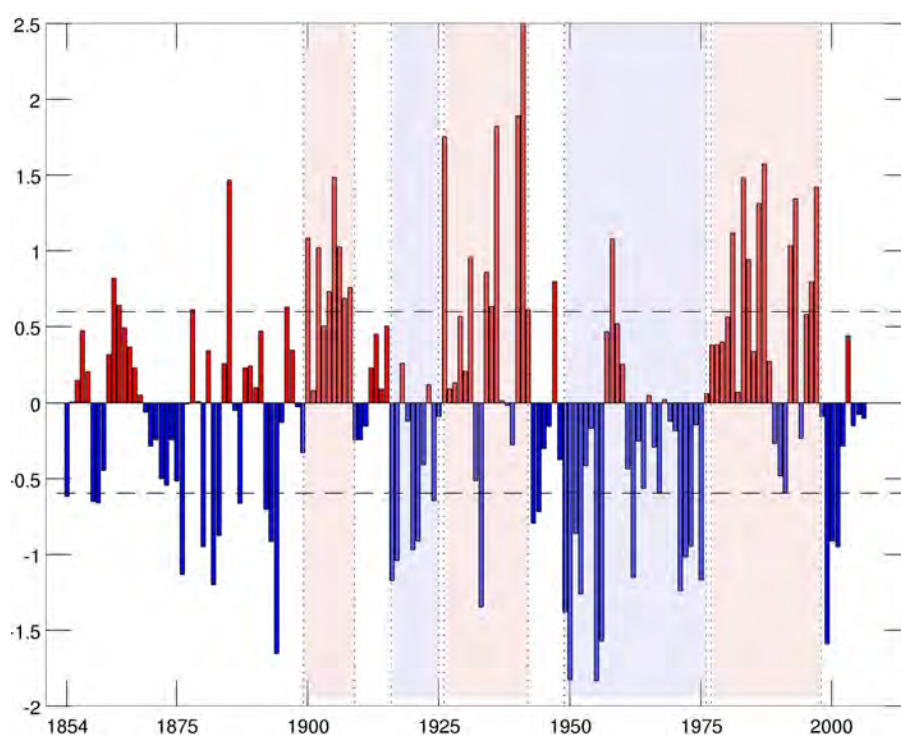


Figura 3.3 - Índice anual da ODP para o período de 1854 a 2006. Os períodos de fase quente da ODP estão hachurados em vermelho claro, e os da fase fria em azul claro.

3.2.2 Reconstrução do espaço de fase a partir de séries temporais - Exponente de Lyapunov e Dimensão de Correlação

Muitos estudos têm sido conduzidos há mais de três décadas (GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983a; GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983b; ECKMANN; PROCACCIA, 1983), para entender várias quantidades invariantes sob a dinâmica de sistemas, tais como a dimensionalidade do atrator e os expoentes de Lyapunov. Estes fatores invariantes

podem servir para verificação de modelos, pois são independentes das condições iniciais do sistema e não são sensíveis a pequenas perturbações em uma órbita, enquanto órbitas individuais do sistema são exponencialmente sensíveis a essa perturbação (ABARBANEL et al., 1993).

O emprego do cálculo da dimensão de imersão tem sido aplicado com sucesso em séries temporais longas, de laboratório ou geradas numericamente. Contudo, o emprego dessa técnica em dados observados, em que as séries são relativamente curtas e não há um controle rígido de erros, não oferece muito mais do que uma estimativa grosseira da dimensionalidade do atrator. Isto é devido ao fato da série ter poucos elementos, implicando em poucas órbitas disponíveis em seu espaço de fase, o que subestima a dimensão do atrator da variável em questão.

Séries temporais são ricas em informações, pois trazem padrões característicos do sistema. Desta forma, quando se analisa uma variável, mesmo que de um ponto de vista unidimensional, estamos na realidade analisando também outras variáveis interdependentes (NICOLIS; PRIGOGINE, 1998). Uma forma de se obter mais informação do sistema se dá pela reconstrução da dinâmica do sistema a partir da obtenção de variáveis $X_k(t)$, $k = 1, \dots, n-1$, conhecendo somente $X_o(t)$. Consiste em desmembrar a série temporal original $X_o(t)$ em deslocamentos temporais sucessivos de defasagem fixa τ ($\tau = m\Delta t$, onde m é um número inteiro) para N pontos equidistantes do conjunto de dados. Isto é:

$$\begin{aligned}
 X_o &: X_o(t_1), \dots, X_o(t_N) \\
 X_1 &: X_o(t_1 + \tau), \dots, X_o(t_N + \tau) \\
 &\vdots \\
 X_{n-1} &: X_o[t_1 + (n-1)\tau], \dots, X_o[t_N + (n-1)\tau]
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

Assim, são criadas outras séries ($X_1(t_N + \tau)$) a partir de $X_o(t)$. A série original e as demais são consideradas independentes, e o espaço formado por elas denomina-se espaço de fase. Este método baseia-se nos trabalhos de Packard et al. (1980), Takens (1981), MAÑÉ (1981).

Se a série for de muitos elementos (infinita) e apresentar taxa de ruído baixa, a escolha da defasagem (τ) é arbitrária (ABARBANEL et al., 1993). Contudo, o mesmo não é válido se a série temporal for curta, como é grande parte das séries de variáveis

meteorológicas. Nicolis e Prigogine (1998) afirmaram que a defasagem τ deve ser a que produz a menor correlação entre a série original ($X_o(t)$) e a série defasada ($X_1(t_N + \tau)$), ou seja, o passo de tempo em que a autocorrelação de $X_o(t)$ tende a zero (tempo de decorrelação). Segundo Abarbanel et al. (1993), o uso de um τ muito pequeno implica que $X(t_N + m\Delta t)$ e $X(t_N + (m + 1)\Delta t)$ têm valores próximos e as séries tornam-se indistinguíveis. O que por sua vez, implica em uma reconstrução do atrator inadequado, pois os pontos estão distribuídos ao longo de uma reta ($X_o(t)=X_1(t_N + \tau)=X_2(t_N + 2\tau)\dots$).

No Apêndice C é mostrada uma aplicação da reconstrução para o atrator de Rössler. Nessa aplicação pode-se notar que, a partir da defasagem na componente $x(t)$, a geometria relacionada às três equações diferenciais de Rössler foi reconstruída de maneira satisfatória.

Com a reconstrução do sistema, espera-se que o atrator esteja no espaço de fase de coordenadas defasadas como se estivesse nas coordenadas originais. Isto ocorre quando a dimensão do espaço de fase, n , é suficientemente maior que a dimensionalidade do atrator, $d(n > 2d)$.

3.2.2.1 Expoente de Lyapunov

Estudos sobre a instabilidade de Lyapunov se originaram há mais de 100 anos, na tese de doutorado do russo Alexandr Mikhailovich Lyapunov defendida em 12 de Outubro de 1892 pela Universidade de Moscou. O expoente de Lyapunov fornece um diagnóstico dinâmico útil para sistemas caóticos. Tal medida é a taxa média exponencial da divergência ou de uma órbita vizinha no espaço de fase. Assumindo que órbitas vizinhas correspondem a estados semelhantes, a divergência mencionada acima representa a perda de informação, ou ainda, quão rápida é a perda da habilidade de previsão a partir de uma dada condição inicial.

Segundo Wolf et al. (1985), o espectro de expoente de Lyapunov é definido como a evolução de uma n-esfera infinitesimal de condição inicial, que pela deformação local do fluxo se torna uma n-elipse. A partir do comprimento dos eixos principais dessa n-elipse $p_i(t)$, tem-se os expoente de Lyapunov:

$$\lambda_i = \lim_{t \rightarrow 0} \frac{1}{t} \log_2 \frac{p_i(t)}{p_i(0)}$$

O algoritmo de Wolf têm sido utilizado pela comunidade científica para estimar o maior expoente de Lyapunov (λ_1) (WOLF et al., 1985). Tal método consiste primeiramente na reconstrução da dinâmica do sistema por meio de defasagens (reconstrução de Takens) e definição de uma trajetória fiducial (referencial). Seja tal trajetória descrita pela sequência $y(t_0), y(t_1), y(t_2) \dots$. Tem-se que $z_0(t_0)$ é o vizinho mais próximo de $y(t_0)$ e L_0 a distância entre esses dois pontos, sob a condição $L_0 = |y(t_0) - z_0(t_0)| < \epsilon$, ou seja, $z_0(t_0)$ está dentro da n-esfera de raio ϵ centrada em $y(t_0)$. Segue-se a evolução temporal de z_0 e y até o momento em que a distância L_0^1 excede ϵ . Assim são escolhidos novos pontos (novo vizinho $z_1(t_1)$ de $y(t_1)$) na direção do segmento L_0' , dentro do cone de altura ϵ e abertura $\pi/9$. Novamente a relação $L_1 = |y(t_1) - z_1(t_1)| < \epsilon$ é válida e o procedimento anterior é repetido. Assim sucessivamente até que sejam tomados todos os pontos $y(t_1)$ (Figura 3.4). Dessa maneira, o maior expoente de Lyapunov é estimado por:

$$\lambda_1 = \frac{1}{t_M - t_0} \sum_{i=1}^M \log_2 \frac{L'(t_i)}{L(t_{i-1})}$$

onde M é o número total de vezes que se escolhe um novo vizinho à trajetória fiducial.

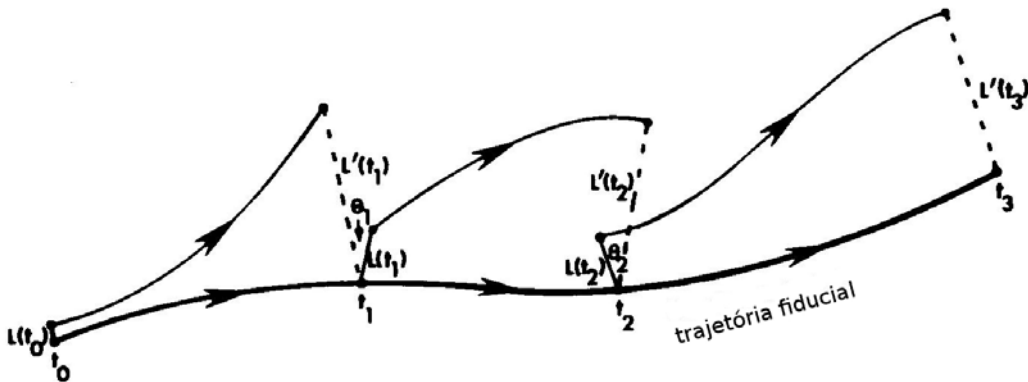


Figura 3.4 - Representação da evolução usada na estimativa do maior expoente de Lyapunov. Adaptada de Wolf et al. (1985).

Em termos dinâmicos, caos significa que a solução do sistema depende da condição inicial, e, trajetórias vizinhas se divergem exponencialmente, perdendo a previsibilidade. Analogamente, um sistema com um ou mais expoentes de Lyapunov positivo

¹o apóstrofe denota a evolução temporal

é considerado caótico.

No presente trabalho foi estimado o maior expoente de Lyapunov (λ_1) para anomalias de TSM em ponto de grade a partir do algoritmo de Wolf et al. (1985). Os pontos de grade que apresentaram valores positivos para o expoente de Lyapunov têm comportamento caótico. O passo de tempo τ e a dimensão do espaço de fase reconstruído usados foram 9 meses e 7, respectivamente. Além disso, a escala máxima, referente a valores muito altos, foi estipulada em 10°C e o valor mínimo absoluto, de 0.01°C, considerado a ordem de grandeza do erro da anomalia de TSM.

3.2.2.2 Dimensão de Correlação

O conceito de dimensão (d) é o número mínimo necessário de coordenadas para especificar um estado ou de maneira simples, é um conceito geométrico que associa escalas de volume (V , podendo ser um n-volume) à área em função de um parâmetro de comprimento (L) característico.

$$V \propto L^d$$

Assim, a dimensão é definida matematicamente como:

$$d = \frac{\log V}{\log L}$$

Analogamente, a análise de interesse é a dimensão de correlação, também chamada de dimensão de imersão, e é definida como (GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983a):

$$d = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (3.2)$$

Sendo que $C(r)$ é a função correlação dada por:

$$C(r) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \theta(r - \|X_i - X_j\|) \quad (3.3)$$

Para determinação de $C(r)$ pela Equação 3.3, primeiramente adota-se um ponto de

referência X_i no espaço de fase, partir do qual e com o auxílio da função de Heaviside, θ , é contado o número de pontos dentro do raio da n -esfera (r) e conseqüentemente a medida de quanto este ponto de referência influencia na posição dos demais dados. Este procedimento é feito para todos os pontos, sendo que a cada vez, um é tomado como referência. Em suma, a dimensão de correlação leva em conta a densidade de pontos no atrator.

Na prática, a inclinação máxima (Equação 3.2) das linhas no gráfico de $\ln C(r)$ versus $\ln r$ (Figura 3.5) é a dimensão de imersão (d), e esta dimensão aumenta com a dimensão do espaço de fase (n) até saturar. Quando isto ocorre, a dimensão de imersão é aproximadamente igual à dimensão do atrator (d_{max}), sendo que quanto maior a dimensão do espaço de fase maior também será a abrangência ou capacidade de definir o atrator.

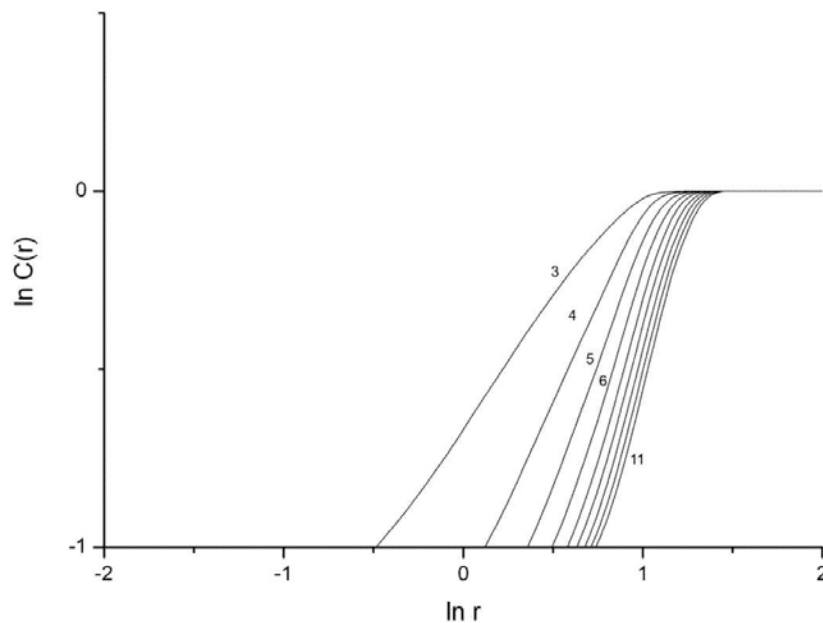


Figura 3.5 - Linhas de $\ln C(r)$ versus $\ln r$ para diferentes dimensões do espaço de fase

Assim, a dimensionalidade do atrator é dada para a dimensão do espaço de fase na qual corresponde ao número mínimo de variáveis para explicar o sistema (graus de liberdade). Os graus de liberdade (n_{max}) são importantes para modelos matemáticos,

pois com antecedência é possível identificar quantas variáveis são necessárias para se modelar a variável independente. Porém, é d_{max} que indica quão difícil é compreender essa variável. Na Figura 3.6 é possível obter o valor aproximado de d_{max} e de n_{max} . Sendo nesse caso, d_{max} aproximadamente 2 para n_{max} de 10 dimensões aproximadamente.

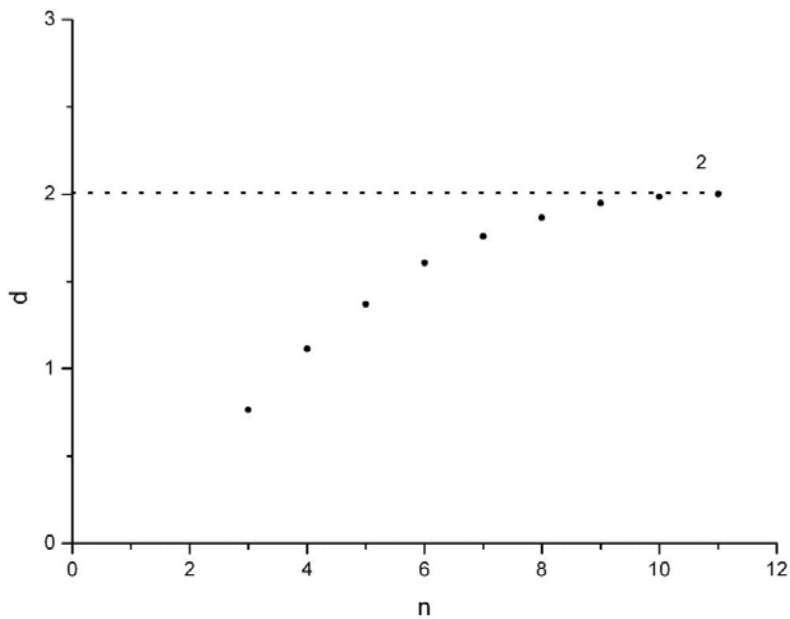


Figura 3.6 - Tendência da dimensão de imersão (d) com o aumento da dimensão do espaço de fase (n).

Os oceanos e a atmosfera são sistemas complexos, e é essencial tratá-los como tais. Suas muitas variáveis se influenciam mutuamente, por conseguinte são não-lineares, levando muitas vezes a incertezas e imprevisibilidades intrínsecas. É fundamental reconhecer que a natureza não se comporta deterministicamente. Assim, a Teoria da Complexidade é adequada para entender o comportamento da TSM e de campos atmosféricos. Com base nisto foi feita a estimativa da dimensionalidade do atrator (GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983a) para as séries mensais de anomalias de TSM em ponto de grade nas áreas na Figura 3.1. Foram construídos mapas contendo indicações de regiões com maior não-linearidade. Em outras palavras, foram identificadas áreas com comportamento mais caótico ou mais determinístico. Para esta

estimativa, o passo de tempo (τ) foi escolhido com base no tempo de decorrelação (duas realizações independentes) média da TSM global (ABARBANEL et al., 1993), dessa forma, $\tau = 9$ meses. A dimensão do espaço de fase reconstruído usado foi $n = 7$, que é considerada baixa, porém adequada para o presente trabalho que dispõe de uma série finita (curta) de 1836 tempos em que se propôs estimar regiões de máximos e mínimos relativos de dimensionalidade do atrator em um mapa.

O estudo de dinâmicas não-lineares é relativamente novo. Este estudo busca obter características invariantes na dinâmica do sistema, com isto, encontrar detalhes não observados nas análises tradicionais. De imediato, por exemplo, são encontrados os graus de complexidade de várias regiões, e com isto indicar, ao menos de uma forma qualitativa, as dificuldades para modelar ou compreender o comportamento da TSM.

4 RESULTADOS

4.1 Análise da Estabilidade de Lyapunov e estimativa da Dimensionalidade do atrator de TSM

4.1.1 Expoente de Lyapunov

Na Figura 4.1 é observado que de um modo geral o Atlântico apresentou mais regiões com valores positivos de λ_1 do que negativos. No Atlântico Norte predominaram valores positivos de λ_1 , com os maiores valores em uma faixa latitudinal aproximadamente entre 40°N-60°N, e em outra região com centro próximo ao equador. Por outro lado, no Atlântico Sul foi observado o predomínio de valores negativos, principalmente em uma área centrada em 40°S e 30°W aproximadamente, e no extremo sul. Porém, a região próxima ao sudeste da América do Sul (leste da Argentina) apresentou valores altos de λ_1 . Esta região é conhecida por abrigar a confluência das correntes marítimas do Brasil e das Malvinas (confluência Brasil-Malvinas). Ainda no Atlântico Sul, é notório um centro positivo menor que os já descritos, próximo à América do Sul centrada em 20°S e 30°W aproximadamente. O fato de λ_1 ser positivo indica que as anomalias de TSM apresentam comportamento caótico, enquanto que λ_1 negativo indica um comportamento relacionado a orbitas periódicas estáveis ou pontos estáveis, similar a sistemas dissipativos em equilíbrio.

No oceano Pacífico, os menores valores de λ_1 ocorreram na região equatorial, e os maiores nas faixas latitudinais de 10°N-40°N e 10°S-40°S, principalmente em sua parte centro-leste. Isto pode ser um indicador de que as TSM das regiões do Niño-3 e Niño-3.4 têm menor complexidade do que as de áreas adjacentes a norte e a sul. Regiões ao norte de 40°N e a leste da Austrália, também apresentaram λ_1 negativo, e portanto têm menor complexidade. Ainda, pela limitação na resolução espacial fenômenos costeiros não são capturados.

No oceano Índico, em sua parte norte houve um predomínio de λ_1 positivo, enquanto que ao sul de 30°S houve maiores regiões com valores negativos de λ_1 . Regiões com λ_1 negativo foram encontradas próximo a Antártica não somente o Índico, mas também no Pacífico e Atlântico.

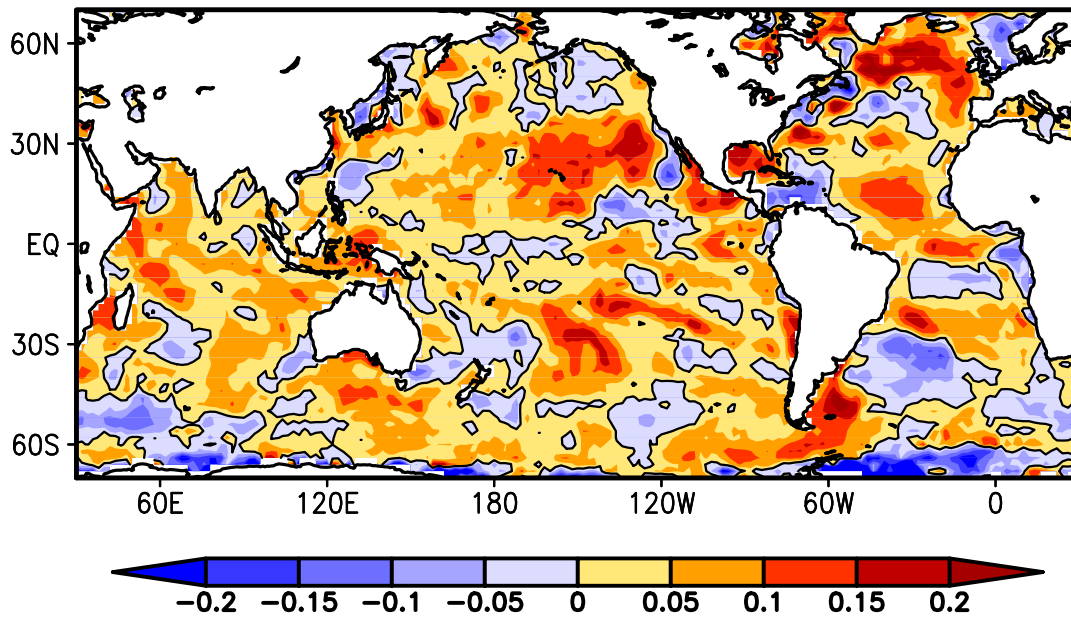


Figura 4.1 - Maior expoente de Lyapunov (λ_1) da TSM.

4.1.2 Dimensão de Correlação

A Figura 4.2a apresenta a estimativa da dimensão de imersão da anomalia mensal de TSM do Atlântico Norte, com $\tau = 9$ e $n = 7$. Os máximos valores de d foram de pouco mais que 4, e notados principalmente na faixa de latitude de 40° - 60° N, na área imediatamente ao norte da América do Sul, e a leste de 20° W. Os menores valores encontraram-se ao norte de 60° N, próximo a Groenlândia e a Islândia, sendo o d de pouco menos que 3.6. A região próxima à costa do norte da América do Sul é caracterizada por grande quantidade de energia, inclusive de energia cinética. Mesmo este fenômeno sendo costeiro, ele acaba causando impacto na larga escala, por ser intenso.

Na Figura 4.2b é ilustrado o mapa da dimensão d da TSM do Atlântico Sul. Os valores de d foram em média menores que os do Atlântico Norte, com um único centro máximo em torno de 4 a sudeste do Brasil, na área em que na atmosfera manifesta-se a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O sudeste e o extremo sul do Atlântico Sul foram caracterizados por baixa dimensionalidade, sendo que d atingiu valores ligeiramente menores que 3,4. Estas regiões são conhecidas por apresentarem baixa cobertura de dados, ainda, fenômenos costeiros também não

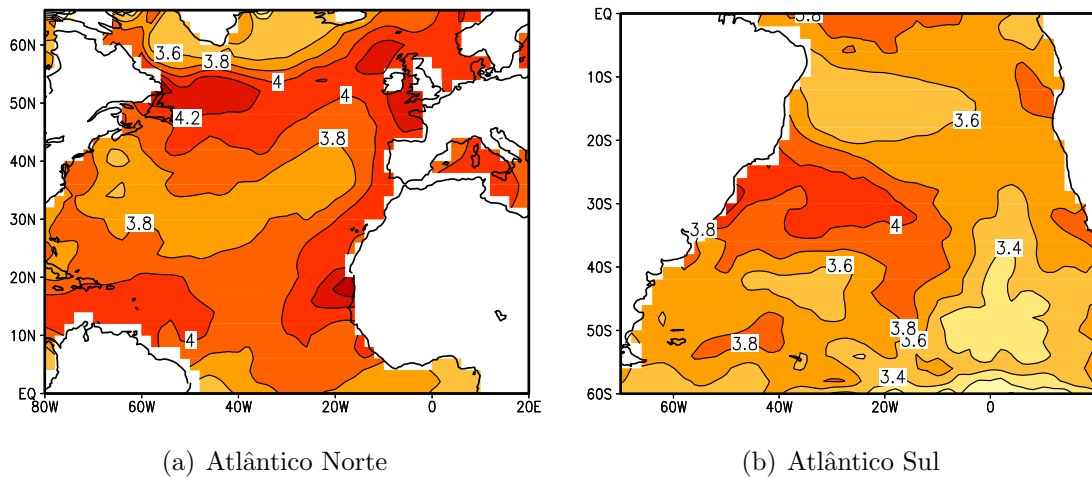


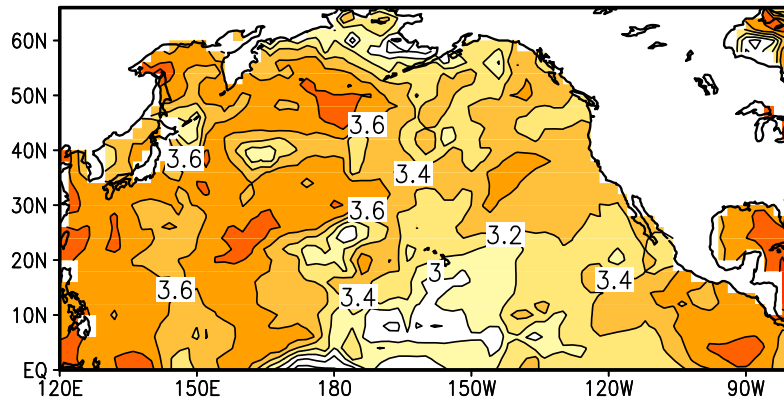
Figura 4.2 - Mapa da dimensão de imersão d de anomalia de TSM no (a) Atlântico Norte e (b) Atlântico Sul.

são capturado devido a baixa resolução espacial. Assim, é possível que estes fatores tenham contribuído para baixos valores de d nestas regiões.

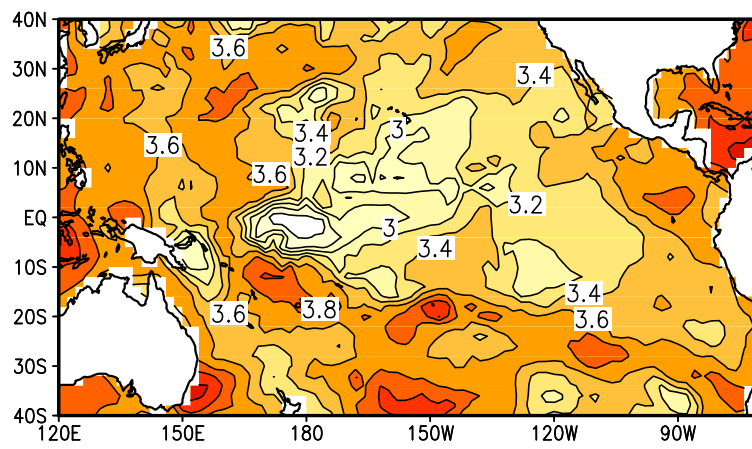
O Pacífico Norte (Figura 4.3a) mostrou uma assimetria na dimensionalidade das anomalias de TSM, com seu setor leste apresentando em média, valores menores de d do que seu sector oeste. No Pacífico tropical (Figura 4.3b), observaram-se os menores valores de d próximos ao equador, dos quais os menores (de 2.6) se encontraram na região do Niño3.4. A região da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), assim como a região sob a ZCAS, é uma região de máxima complexidade da TSM, onde ocorreram valores de d superiores a 3,8.

A estimativa da dimensionalidade do atrator de TSM do setor tropical do Pacífico foi similar ao encontrado por Tang e Deng (2010). Esses autores estimaram a dimensão de correlação para as anomalias de TSM entre 20°S e 20°N no Pacífico, e também mostraram que as anomalias de TSM da região do Niño-3.4 possui baixa dimensionalidade.

A dimensionalidade do índice Niño3.4 foi estudada por Göber et al. (1992), que encontraram indícios de baixa dimensionalidade do sistema. O fenômeno ENOS pode ser um subsistema do sistema climático, o que justifica sua baixa dimensionalidade. Lorenz (1991), Tsonis e Elsner (1989) foram os primeiros a afirmarem que a baixa dimensão de atratores de variáveis observadas provavelmente é decorrente das mes-



(a) Pacífico Norte



(b) Pacífico Tropical

Figura 4.3 - Mapa da dimensão de imersão d de anomalia de TSM no (a) Pacífico Norte e (b) Pacífico tropical.

mas estarem definidas em um subsistema. A interconectividade entre os subsistemas dita o comportamento do sistema, de forma que se a conectividade entre diversos subsistemas for forte, o sistema apresenta comportamento próximo ao estocástico. Além disso, a explicação para esta baixa dimensionalidade observada na região do Niño3.4 pode ser devido ao forte comportamento interanual, ou mesmo ao amortecimento da variância dos dados de TSM no começo da série. A dimensão de correlação foi estimada para diversas variáveis meteorológicas (NICOLIS; NICOLIS, 1984; GRASSBERGER, 1986; NICOLIS; NICOLIS, 1987; ESSEX et al., 1987; TSONIS; ELSNER, 1988; TSONIS; ELSNER, 1989; FRAEDRICH; LESLIE, 1989; GÖBER et al., 1992). Na maioria delas, a dimensão de correlação atingiu valores entre 3 e 8, valor este considerado baixo, pois seria equivalente a afirmar que as variáveis atmosféricas poderiam ser descritas com 8 equações diferenciais ordinárias acopladas. Segundo Lorenz (1991), dois fatores contribuem para as baixas dimensões encontradas: o pequeno comprimento de séries e a existência de certos subsistemas de variáveis fracamente acoplados entre si. A mesma justificativa pode ser empregada para explicar a baixa dimensionalidade encontrada na TSM da região do Niño3.4.

4.2 Principais modos de variabilidade de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico

A partir das FOEs foram obtidos os principais modos de variabilidade de Atlântico Norte, Atlântico Sul, Pacífico Norte e Pacífico Tropical.

4.2.1 Atlântico Norte

4.2.1.1 Principais modos

A porcentagem da variância total explicada pelos dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Atlântico Norte foram 21, 3%, 14, 1%, respectivamente (Figura 4.4). De acordo com o método proposto por North et al. (1982) (Apêndice A), cada modo é bem separado um do outro e dos demais. Assim, somente os dois primeiros modos foram analisados.

O primeiro modo de TSM mostrou a variabilidade dominante durante o período de 1854-2006 com o mesmo sinal por todo o Atlântico Norte (Figura 4.4a). Os maiores valores foram observados em duas áreas: uma centrada em 55°N, 35°W; e outra em 10°N, 40°W. O padrão espacial deste modo é similar ao identificado em Czaja e Frankignoul (2002) como padrão de tripolo de TSM do Atlântico Norte. Este padrão é muito similar ao da OMA, que foi ilustrada em inúmeros artigos (MESTAS-NUÑES; ENFIELD, 1999; GOLDENBERG et al., 2001; XIE; CARTON, 2004; KNIGHT et al., 2005; LATIF et al., 2006). A amplitude da série temporal correspondente mostrou uma oscilação de baixa frequência superposta a outra de mais alta frequência (Figura 4.4b). Ainda, o padrão formado pelos maiores valores de dimensão de correlação d apresentou semelhanças com este modo (Seção 4.1.1), possivelmente este modo tenha um comportamento mais caótico associado à sua alta frequência.

O segundo modo apresentou valores significativos em latitudes médias, com um centro negativo em 45°N, 50°W aproximadamente, e outros dois positivos mais fracos centrados aproximadamente nas faixas latitudinais de 60°N e de 25°N (Figura 4.4c). Este modo é similar padrão de ferradura de TSM obtido por Czaja e Frankignoul (2002). A CP02 apresentou uma oscilação decenal superposta a outras de periodicidades sazonal a interanual (Figura 4.4d).

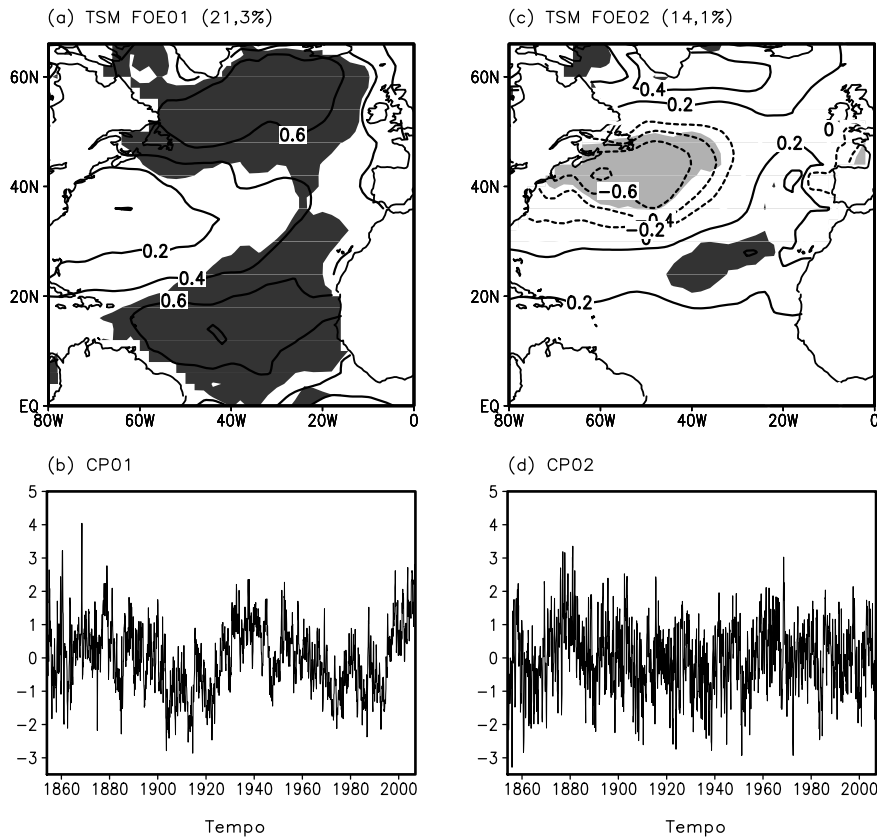


Figura 4.4 - Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Atlântico Norte para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

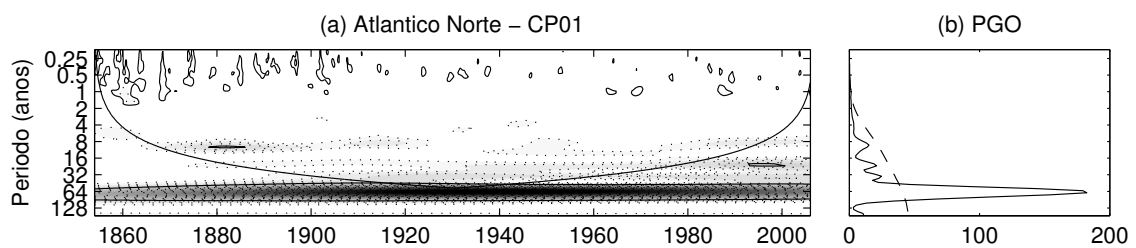


Figura 4.5 - (a) Espectro de potência local de ondaleta; (b) PGO do CP01 de TSM do Atlântico Norte em unidades de variância. O contorno hachurado varia de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

4.2.1.2 Oscilações dominantes na CP01

A análise espectral de ondaleta da CP01 mostrou que um pico na potência global de ondaleta (PGO) ocorreu na escala de 70 anos aproximadamente (Figura 4.5a). Ainda, para a escala de 1 ano a PGO foi marginalmente significativa (Figura 4.5b).

Para isolar a oscilação de mais baixa frequência da CP01, esta foi submetida a um filtro de média móvel de 121 meses. A série temporal resultante foi chamada de MCP01 e mostrada na Figura 4.6 juntamente com o índice da OMA definido por Enfield et al. (2001) como a média móvel de 121 meses aplicada ao índice da TSM do Atlântico Norte. Estas séries são significativamente correlacionadas (correlação de 0.99) ao nível de confiança de 99,9% segundo o teste de Monte Carlo. Este resultado confirma que a oscilação de mais baixa frequência presente na CP01 está associada à OMA.

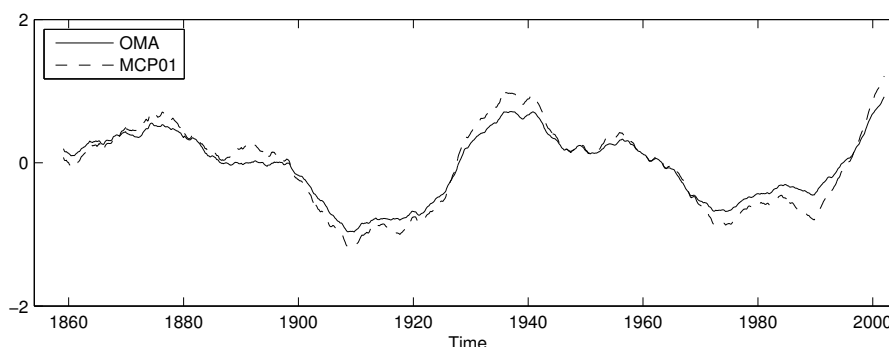


Figura 4.6 - Índices MCP01 (linha tracejada) e OMA (linha contínua). O índice da OMA foi multiplicado por 3.

Por outro lado, a PGO do resíduo RCP01 ($CP01 - MCP01$) mostra oscilação dominante com período entre 6 e 16 anos, e com pico em 9,3 anos, que é significativo ao nível de 5% (Figura 4.7). Este pico decenal é devido à variância decenal significativa durante os períodos de 1860-1925 e 1980-2000.

Pelo fato da série temporal RCP01 conter variabilidade predominantemente decenal (na escala de 6-16 anos), as anomalias de TSM no Atlântico Norte foram filtradas para esta escala e submetida à análise de FOE. Esta análise é referida como análise decenal. O primeiro modo dessa análise explicou 38,7% da variância total da TSM decenal no Atlântico Norte. De acordo com o método proposto por North et al.

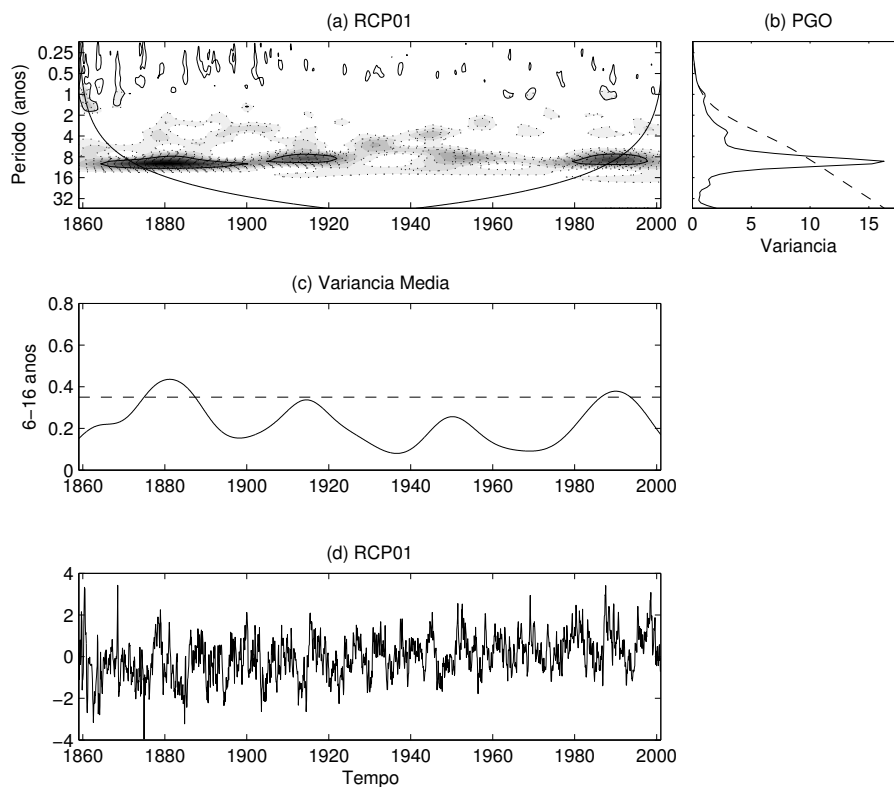


Figura 4.7 - (a) Espectro de potência local de ondaleta de RCP01 normalizado por $1/\sigma^2$ ($\sigma^2=0,6$); (b) PGO de RCP01 (em unidade de variância); (c) Variância média de RCP01 para 6-16 anos; e (d) RCP01. O contorno hachurado vai de 5 a 60 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

(1982), tal modo é bem separado dos demais. Este modo mostrou a variabilidade dominante na TSM na escala decenal com o padrão do tipo tripolo (CZAJA; FRANKIGNOUL, 2002) apresentando dois núcleos positivos, um centrado em (55°N, 35°W) aproximadamente e outro centrado em torno de (10°N, 40°W), enquanto um centro negativo menos intenso foi observado aproximadamente em (30°N, 65°W) (Figura 4.8a e 4.8b). O primeiro modo da TSM decenal é na realidade a componente decenal do primeiro modo de TSM mostrado na Figura 4.4a, que por sua vez está relacionada à componente decenal da OAN. A fim de mostrar estas relações, a CP01 da TSM decenal (daqui em diante dita DCP01), a RCP01 filtrada para a banda de 6-16 anos e o índice OAN filtrada para esta mesma escala foram correlacionados entre si. Tais correlações foram feitas para o período de 1874-2001, em que os índices da OAN, RCP01 e DCP01 apresentaram um período em comum. As correlações foram significativas ao nível de confiança de 95 %, como ilustrado na Figura 4.9 e na Tabela 4.1. A série temporal de OAN filtrada para a escala 6-16 anos é correlacionada negativamente com DCP01 (correlação de -0,61) e com a RCP01 filtrada para 6-16 anos (correlação de -0,53). Ainda, DCP01 e a RCP01 filtrada de 6-16 anos são positivamente correlacionadas (correlação de 0,94).

Tabela 4.1 - Correlações entre OAN e RCP01 filtrados para 6-16 anos e DCP01. Valores entre parenteses são os graus de liberdade estimados pelo tempo de decorrelação.

	RCP01 (50)	OAN (45)
DCP01 (45)	0,94	-0,61
RCP01	1	-0,53

Outra forma de mostrar a relação entre a OAN e o primeiro modo de TSM na escala decenal é através do mapa de correlação do índice OAN filtrado para 6-16 anos e as anomalias de TSM filtradas para essa escala (Figura 4.10). Novamente o padrão de correlação se assemelhou ao padrão de tripolo, com correlações negativas no lado leste do ATN com centro em (20°N, 30°W) e ao norte das latitudes médias com centro em torno de (60°N, 35°W), e o centro positivo aproximadamente em (40°N, 50°W). Estes centros apresentaram-se ligeiramente deslocados para nordeste comparados com os do primeiro modo da FOE de TSM decenal mostrado na Figura 4.8.

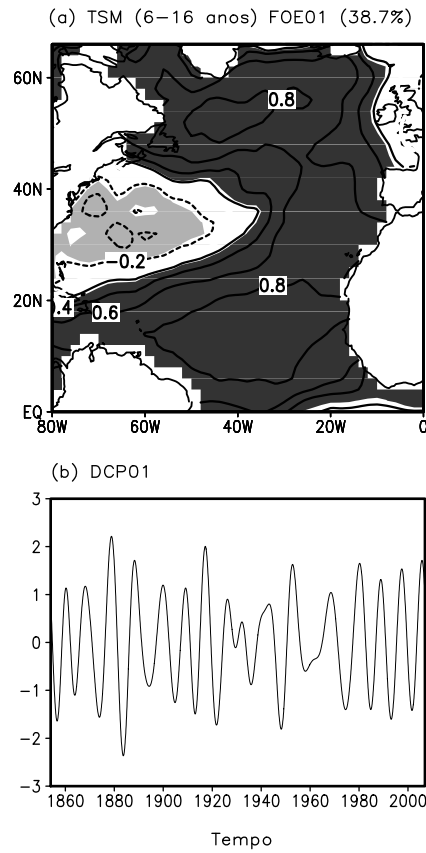


Figura 4.8 - (a) Primeiro modo de variabilidade decenal das anomalias de TSM do Atlântico Norte para o período de 1854-2006; (b) Correspondente coeficiente de expansão (DCP01). Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

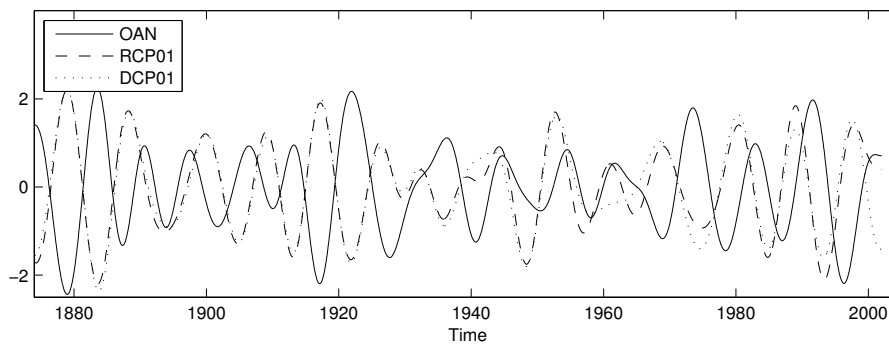


Figura 4.9 - CP01 do primeiro modo de TSM decenal (DCP01) (linha pontilhada) e OAN (linha contínua) e RCP01 (linha tracejada) filtrados para a escala de tempo de 6-16 anos.

Os resultados discutidos acima mostram que o padrão de tripolo de TSM do Atlântico Norte tem forte componente decenal descrita pelo RCP01, que por sua vez tem forte relação com a variabilidade decenal da circulação atmosférica no Atlântico Norte associada à OAN.

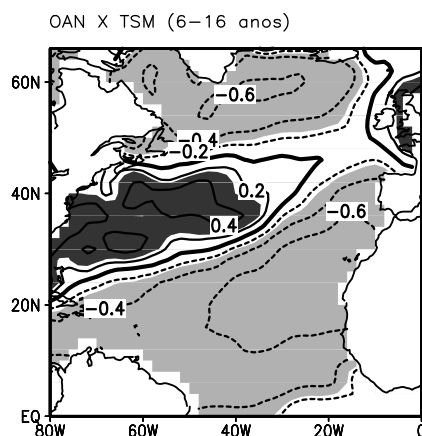


Figura 4.10 - Mapa de correlação entre OAN e as anomalias filtradas de TSM para 6-16 anos no período de 1874-2004. O intervalo de contorno é de 0,2. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas). Regiões hachuradas com cinza escuro (claro) apresentam valores significativos positivos (negativos) ao nível de 95% de confiança usando o teste t de Student.

4.2.1.3 Oscilações dominantes na CP02

A PGO da CP02 (Figura 4.11b) mostrou dois picos significativos, um na escala anual (0,97 anos) e outro na escala de 20 anos. O pico anual foi devido à variância anual significativa ao nível de 5% espalhada no período de análise, principalmente antes de 1950, como mostrado na variância média para a escala de 2-18 meses (Figura 4.11a, 4.11b e 4.11c).

Como a CP02 teve um pico estatisticamente significativo na escala anual, as anomalias de TSM foram filtradas para escala de tempo de 2-18 meses e submetidas à análise de FOE. Esta análise foi chamada de análise anual. O primeiro modo de FOE desta análise explicou 15,9% da variância anual total da TSM filtrada do Atlântico Norte. Este primeiro modo é bem separado dos demais. O primeiro modo anual descreveu principalmente a variabilidade sazonal dominante da TSM nas latitudes médias do Atlântico Norte, que se configurou com um acentuado centro negativo em

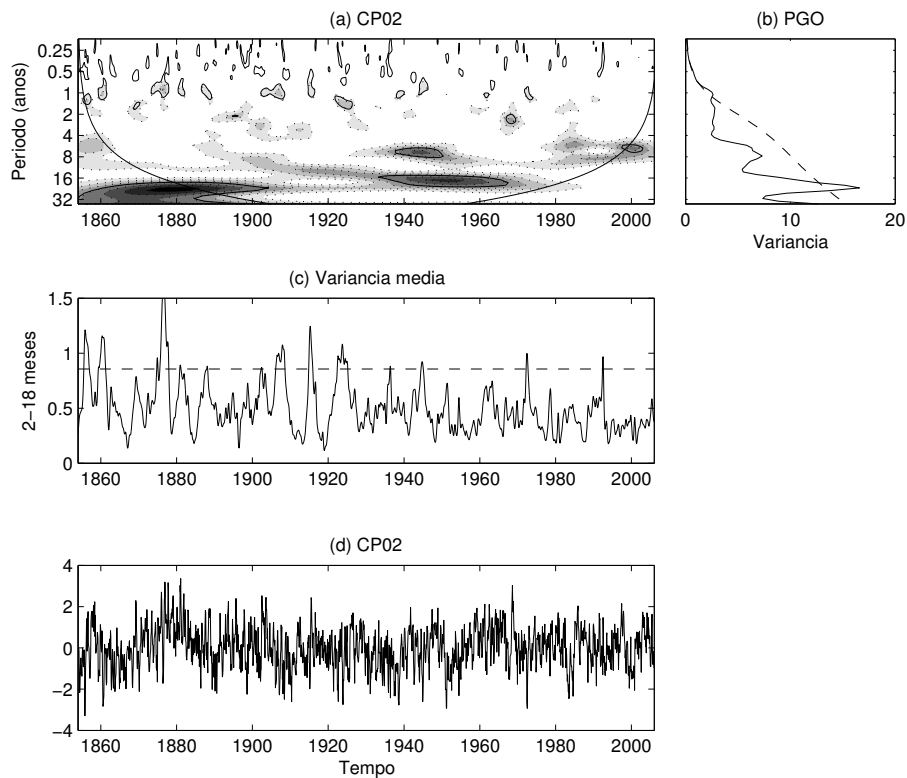


Figura 4.11 - (a) Espectro de potência local de ondaleta da CP02; (b) PGO de CP02 (em unidade de variância); (c) Variância média da CP02 para 2-18 meses; e (d) Série temporal CP02. O contorno hachurado vai de 5 a 60 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

(45°N, 50°W), e rodeado por valores positivos de menor magnitude (Figura 4.12). Este modo é semelhante ao segundo modo da FOE de TSM não filtrada mostrado na Figura 4.4c.

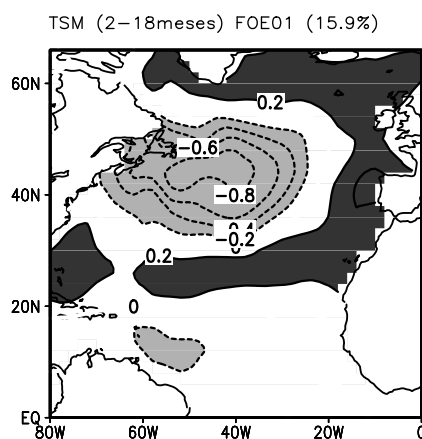


Figura 4.12 - Primeiro modo de variabilidade anual das anomalias de TSM do Atlântico Norte filtradas na banda de 2-18 meses para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

As variações na CP01 da análise anual (ACP01) foram comparadas às do índice OAN por correlação na escala sazonal. As correlações entre OAN e ACP01 para o outono, inverno e primavera boreal não são significativas. Porém, a correlação de 0,40 para o verão boreal é significativa ao nível de 0.1%. Isto indica que o modo de verão das anomalias de TSM no Atlântico Norte em latitudes médias estão relacionadas à OAN. Para examinar esta hipótese, mapas de correlações sazonais entre OAN e anomalias de TSM foram obtidos. Nestes mapas, ambos os índices sazonais de OAN e as anomalias de TSM não foram filtrados.

O mapa de correlação sazonal entre OAN e as anomalias de TSM do Atlântico Norte confirmam a dependência sazonal da OAN relacionada ao padrão de TSM (Figura 4.13). O mapa da primavera boreal (MAM) possuiu características espaciais que assemelham as do primeiro modo da FOE de TSM (Figura 4.4). E o mapa do verão boreal (JJA) detêm similaridades com o segundo modo de variabilidade obtido com a FOE de TSM mostrada na Figura 4.4c.

Além do pico anual observado na PGO da CP02, o pico de 20 anos também se

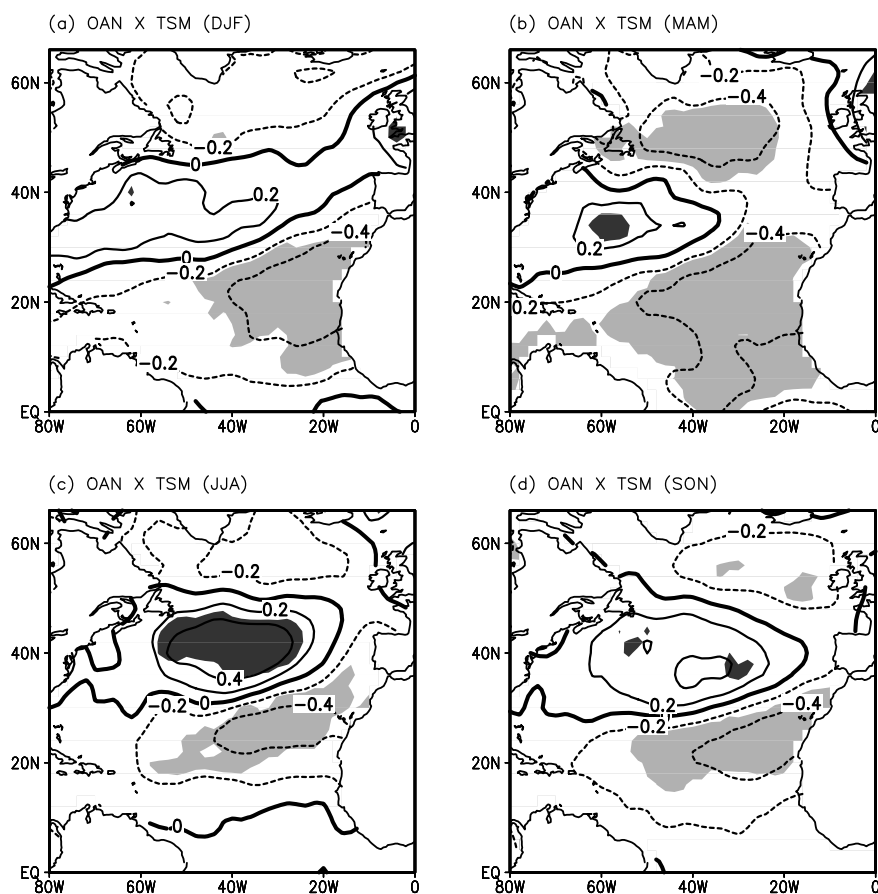


Figura 4.13 - Mapa de correlação sazonal entre OAN e anomalias de TSM para o período de 1874-2004. (a) DJF; (b) MAM; (c) JJA; (d) SON.

mostrou significativo. As anomalias de TSM do Atlântico Norte foram filtradas na escala de 16-32 anos e submetidas a análise de FOE. Esta análise é referida como bidecena (BCP01). O primeiro modo desta análise explicou 48,6 % da variância total da TSM bidecena do Atlântico Norte. Este modo é bem separado dos demais. Na Figura 4.14 observa-se que as regiões ao norte 50°N no Atlântico Norte apresentaram valores superiores a 0,8. Um padrão semelhante à uma “virgula” se estendeu do nordeste à parte central do Atlântico tropical. Ainda, valores negativos foram observados próximo à costa norte-americana, o que é similar ao observado no segundo modo de TSM sem filtragem. Um centro marginalmente significativo que se estendeu para leste apareceu no mapa de correlação entre o índice da OAN e de TSM do Atlântico Norte, ambos filtrados para a escala de 16-32 anos (Figura 4.15). A OAN filtrada de 16 a 32 anos e BCP01 apresentaram correlação 0,40, o

que é significativa ao nível de confiança de 95 % segundo o método de Monte Carlo utilizando filtragem com ondaletas. Dessa maneira, o pico bidecenal encontrado na CP01 da TSM do Atlântico Norte possivelmente está relacionado à OAN.

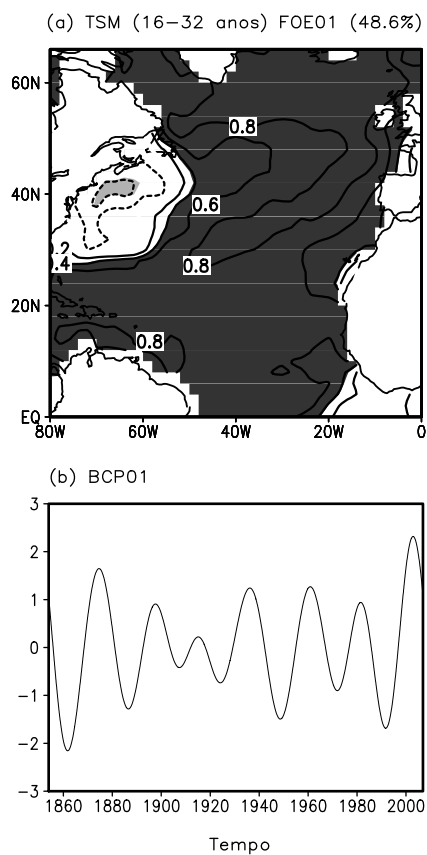


Figura 4.14 - (a) Primeiro modo de variabilidade bidecenal das anomalias de TSM do Atlântico Norte para período de 1854-2006; (b) Correspondente coeficiente de expansão (BCP01)

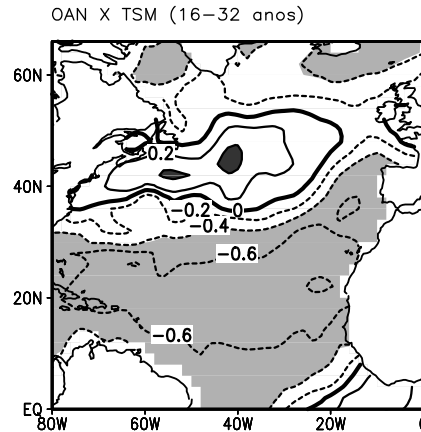


Figura 4.15 - Mapa de correlação entre OAN e as anomalias de TSM filtradas para 16-32 anos no período de 1874-2004. O intervalo de contorno é de 0,2. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas). Regiões hachuradas com cinza escuro (claro) apresentam valores significativos positivos (negativos) ao nível de 95% de confiança usando o teste t de Student.

4.2.2 Atlântico Sul

Os dois principais modos de variabilidade de TSM do Atlântico Sul, entre 1854-2006, apresentaram variâncias explicadas de 26,1% e 15,7%, respectivamente. De acordo com o método proposto por North et al. (1982), estes dois modos são separados um do outro e, estes dos demais.

O primeiro modo mostrado na Figura 4.16a, tem predomínio de valores positivos em toda a bacia, com máximos no sudeste da mesma. O coeficiente de expansão temporal desse primeiro modo foi caracterizado por uma oscilação de baixa frequência, evidente no seu PGO que mostra um pico de 60 anos aproximadamente (Figura 4.17b). Neste modo, os valores significativos consideram com a região de mais baixa dimensionalidade do atrator da anomalia de TSM no Atlântico Sul (Figura 4.2b). Assim, é possível que este modo possua comportamento menos caótico.

O segundo modo apresentou um dipolo na direção sudoeste-nordeste, porém somente o centro do norte foi significativo ao passo que o outro mostrou somente uma pequena área significativa. Segundo Venegas et al. (1997) e Sterl e Hazeleger (2003), o Dipolo do Atlântico Sul surge em resposta à variabilidade da intensidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, cuja intensificação (desintensificação) ocasiona anomalias negativas (positivas) de TSM na região tropical e positivas (negativas)

na extratropical. Isso decorre da retroalimentação vento-evaporação-TSM como explicado por Chang et al. (1997). A série temporal associada ao segundo modo foi caracterizada por oscilações intrassazonais, decenais e multidecenais, que ficam evidentes na Figura 4.17d. Os picos aproximadamente de 12 e 24 anos são significativos, devido às variâncias significativas principalmente entre 1880 e 1950 (Figura 4.17c). Um outro pico, marginalmente significativo, foi o de 60 anos.

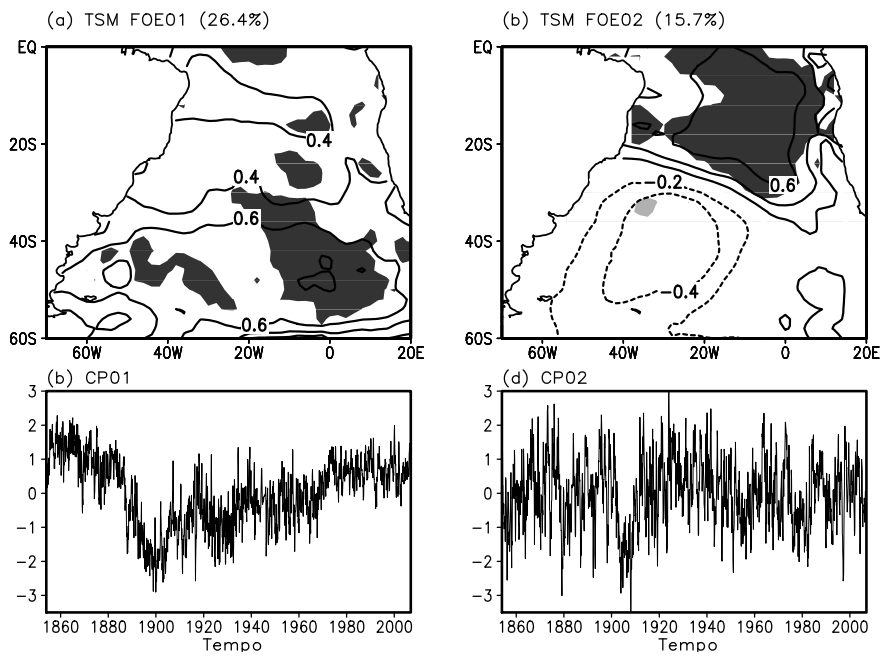


Figura 4.16 - Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Atlântico Sul para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

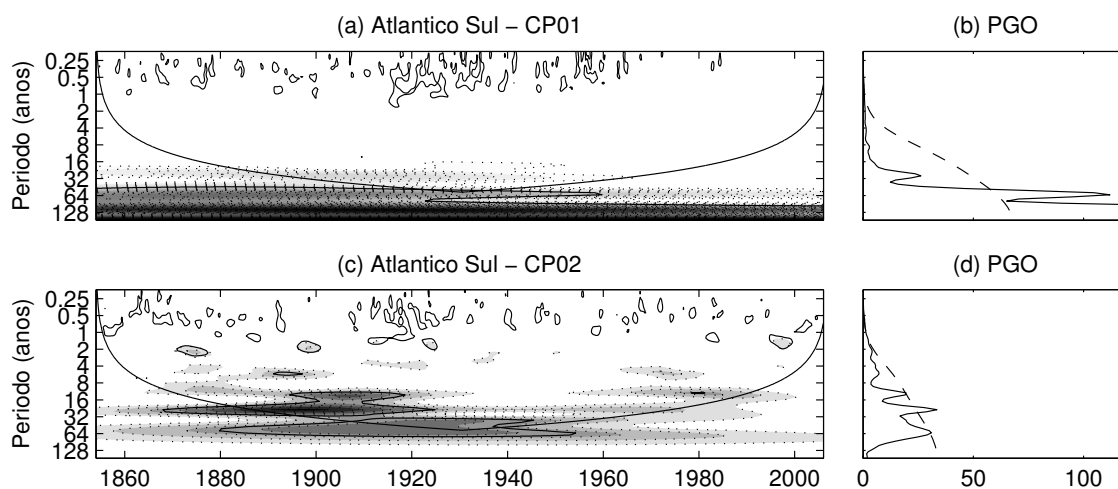


Figura 4.17 - Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos dois primeiros modos de variabilidade de TSM do Atlântico Sul (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

4.2.3 Pacífico Norte

Os dois primeiros modos de variabilidade de TSM do Pacífico Norte (entre 1854 a 2006) apresentaram variâncias explicadas de 17,7% e 14,7%, respectivamente. Os coeficientes de expansão desses modos mostraram um amortecimento no começo da série, o que indica baixa qualidade dos dados para este período nesta região (SMITH et al., 2008). Segundo o método proposto por North et al. (1982), estes dois modos são bem separados um do outro e também dos demais.

A região escolhida para representar o Pacífico Norte foi a mesma usada para determinar o índice da ODP. Assim, o coeficiente de expansão do primeiro modo, também é chamado de índice da ODP no presente trabalho. No primeiro modo de variabilidade de TSM do Pacífico Norte (Figura 4.18a), observa-se que a região centro-leste, entre as latitudes 30°N e 50°N, foi dominada por anomalias negativas significativas; e a região próxima à costa norte-americana por anomalias significativas de sinal oposto. A CP01 (com GL igual a 10) apresenta correlação de 0,84 com o índice da ODP obtido de [http : //jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest](http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest) para o período comum entre eles (1900-2006), que é significativa ao nível de confiança de 99,99%. Dois picos de variância são significativos na CP01 do Pacífico Norte, o primeiro de 5 anos

aproximadamente e o segundo em torno de 40 anos (Figura 4.19b). Como observado na Figura 4.19a, a variância de 5 anos foi significativa. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student. entre 1930 e 1960 aproximadamente, enquanto que a de 40 anos foi significativa durante todo o século passado.

No segundo modo foi observado o predomínio de valores positivos significativos, com um centro no nordeste do domínio, próximo ao Alasca (Figura 4.18c). O coeficiente de expansão desse modo, mostrado na Figura 4.18d, foi caracterizado por uma oscilação multidecenal de 60 anos aproximadamente (Figura 4.19d).

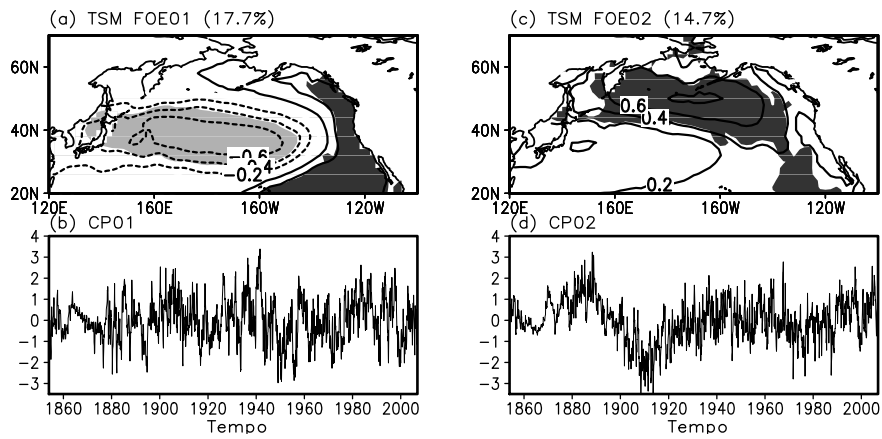


Figura 4.18 - Dois primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Pacífico Norte para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

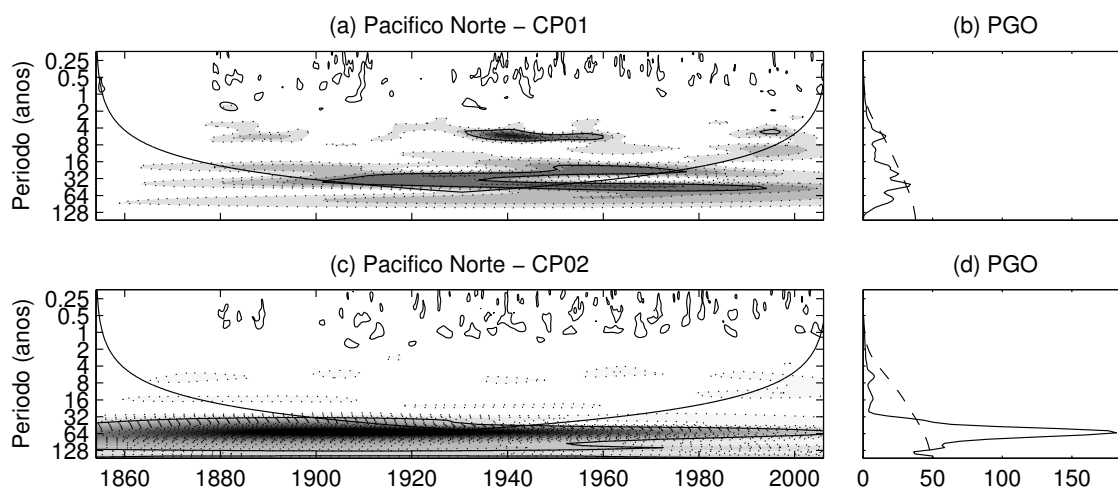


Figura 4.19 - Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos dois primeiros modos de variabilidade de TSM do Pacífico Norte (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

4.2.4 Pacífico Tropical

Para o período de 1854 a 2006, os três principais modos de variabilidade de TSM do Pacífico Tropical apresentaram variâncias explicadas de 26,7%, 9,9% e 6,3%, respectivamente. O primeiro modo tem uma grande variância explicada se o comparamos com os demais. Assim como a TSM do Pacífico Norte, a do Pacífico Tropical possui sua variância reduzida antes de 1880 em relação aos outros períodos. Além disso, segundo o método proposto por North et al. (1982), estes três modos são separados um do outro e estes dos demais.

Na Figura 4.20a observou-se que o primeiro modo de variabilidade apresentou valores positivos significativos na região central e leste do Pacífico, tendo uma grande extensão latitudinal a leste. Estas características são comuns aos do ENOS na TSM. O coeficiente de expansão desse modo (Figura 4.20b) apresenta correlação significativa (de 0,90) ao nível de 99,9% de confiança com o índice Niño3. De maneira concordante, o espectro de ondaletas mostrou predomínio de oscilação na escala interanual (Figura 4.21b).

O segundo modo de FOE do Pacífico tropical foi dominado por valores negativos (Figura 4.20c). A série temporal associada a este modo possui um pico de variân-

cia em torno 60 anos. Este modo não foi analisado por apresentar poucas regiões significativas e sua componente principal ter oscilações que parecem diferenças entre médias de períodos distintos (degraus). Estas características sugerem erros no conjunto de dados, que foram mais evidentes no segundo modo.

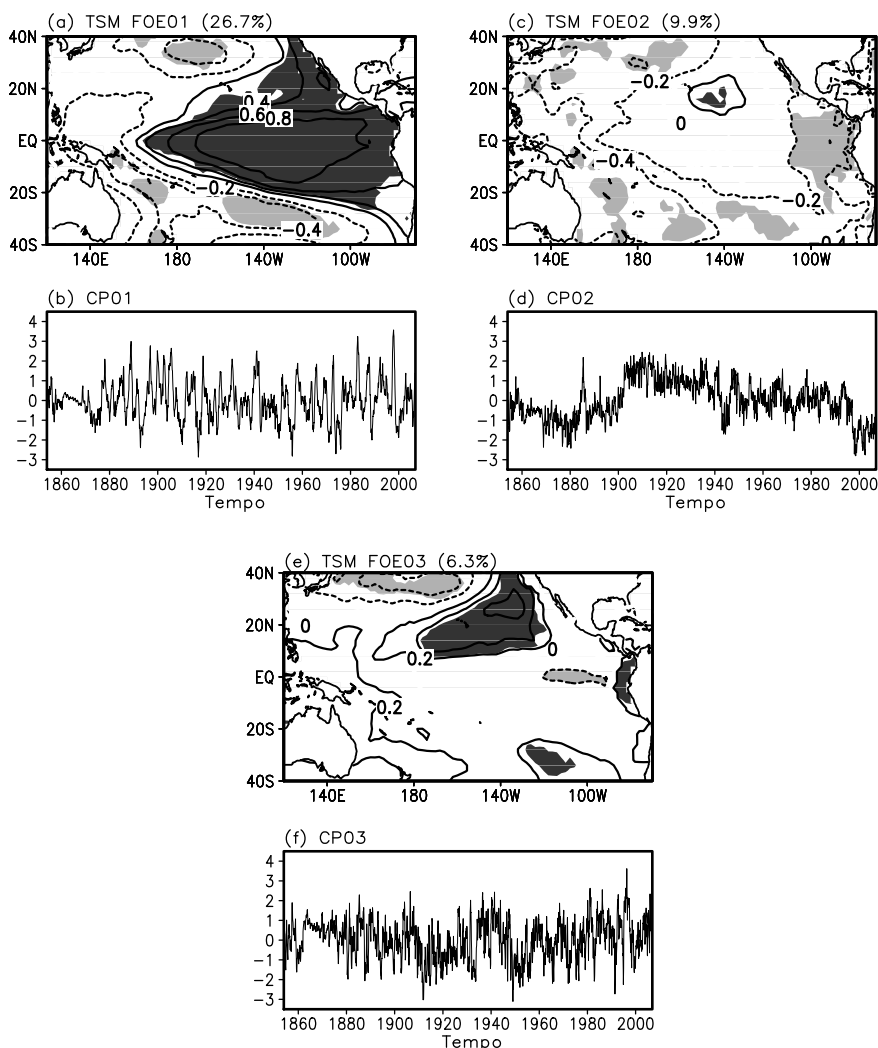


Figura 4.20 - Três primeiros modos de variabilidade de anomalias de TSM do Pacífico Tropical para período de 1854-2006. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95% usando o teste t de Student.

No terceiro modo de variabilidade, dois núcleos (um positivo e outro negativo) se destacaram no Hemisfério Norte. O núcleo positivo se encontrou em 140°W e 30°N

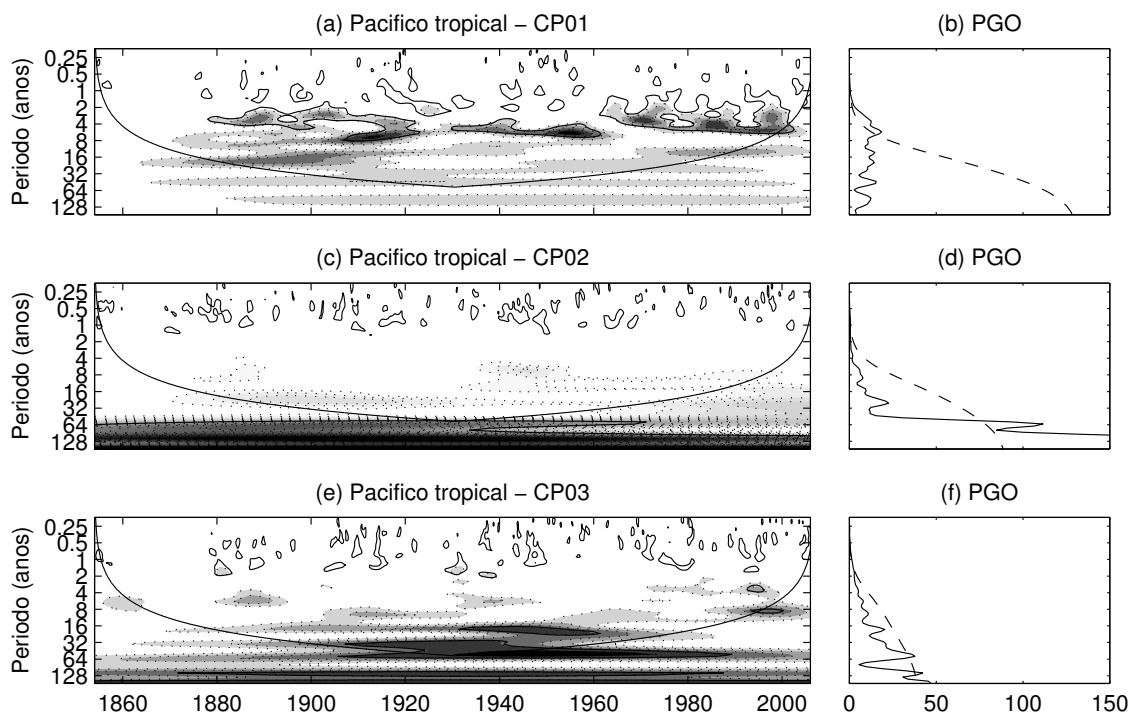


Figura 4.21 - Espectro de potência local de ondaleta e a PGO das CPs dos quatro primeiros modos de variabilidade de TSM do Pacífico Tropical (em unidade de variância). O contorno hachurado vai de 10 a 200 com intervalo de 10; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

aproximadamente, enquanto o núcleo negativo ficou centrado em 180° e 35°N aproximadamente. Pela Figura 4.21f, observou-se que o coeficiente de expansão desse modo apresenta um pico anual e outro de 60 anos significativos. A Figura 4.21e mostra que a variância na escala de 60 anos foi mais intensa durante quase todo o século passado.

4.2.5 Relações entre OMA e CP02 do Pacífico Norte, e entre ODP, ENOS e CP03 do Pacífico tropical

No presente trabalho, a oscilação de 60 anos da CP02 do Pacífico Norte é semelhante e ocorre quase simultaneamente à da OMA (Figura 4.22a) e a correlação entre estas séries é de 0,29. Ao se usar um filtro de média móvel de 121 meses em ambas as séries temporais, a correlação entre elas torna-se de 0,69, que é significativa ao nível de confiança de 95% segundo o teste de Monte Carlo. Este resultado confirma que a oscilação de mais baixa frequência presente na CP02 do Pacífico Norte está associada à OMA. Esta relação quase simultânea entre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte refuta outras correlações com defasagens encontradas por D'Orgeville e Peltier (2007).

Na Figura 4.22(b) são mostrados o índice da OMA e a CP02 do Pacífico Norte filtrados entre 30 e 90 anos com a técnica de ondaletas. O coeficiente de correlação entre OMA e CP02 atinge 0,92 quando a segunda antecede em 4 anos a primeira. Esta correlação é significativa ao nível de 95% de confiança com o teste de Monte Carlo. Porém, para este caso, a distribuição de correlação foi escolhida com a maior correlação dentro de uma defasagem de 4 anos.

Vários pesquisadores que estudaram a relação entre OMA e ENOS não mencionaram o papel do Pacífico Norte nessa relação (DONG et al., 2006; DONG; SUTTON, 2007; TIMMERMANN et al., 2007; WANG et al., 2011). Assim, com base no parágrafo anterior, para um melhor entendimento da relação entre OMA e ENOS faz-se necessário conhecer melhor a relação entre a OMA e Pacífico Norte, bem como entre Pacífico Norte e ENOS. Com base no que foi mostrado nesta seção, ambas a circulação termohalina e a ODP podem não ser determinantes para a OMA. Ainda, se a ODP não influenciar o Atlântico Norte, e se a OMA for resultado da oscilação da CP02 do Pacífico Norte, ambas ODP e OMA, perdem importância como preditores climáticos.

Na Figura 4.23 é mostrada a análise de coerência e diferença de fase de ondaleta entre o índice da ODP (CP01 do Pacífico Norte) e a CP01 do Pacífico tropical. Pode-se observar alta coerência quase em fase para duas faixas de escala, uma de 2-8 anos (interanual) e outra de 16-32 anos aproximadamente. Por outro lado, a Figura 4.24 apresenta coerência em fase entre a ODP e a CP03 do Pacífico tropical nas escalas menores que 2 anos e maiores que 32 anos. Aparentemente, as Figuras 4.23 e 4.24 são quase complementares. A análise de coerência e diferença de fase entre

a ODP e CP01+CP03 é mostrada na Figura 4.25. Como esperado, foi encontrada alta coerência em fase entre ODP e CP01+CP03. Levando em conta que a correlação entre o índice da ODP e a CP01 do Pacífico tropical é de 0,56, a correlação entre a ODP e a CP03 do Pacífico tropical é de 0,65, e a correlação entre o índice da ODP com CP01+CP03 do Pacífico tropical é de 0,85, pode-se considerar que a ODP é a combinação linear entre CP01 e CP03. Na Figura 4.26 são mostrados o índice da ODP e a soma CP01+CP03 do Pacífico tropical. Nesta, é possível notar a semelhança entre o índice e a soma das CPs.

Na Figura 4.27 é mostrada a soma do primeiro e terceiro modo de variabilidade de TSM do Pacífico tropical. Esta figura apresentou um padrão similar ao da correlação entre a ODP e a TSM da mesma região (Figura 4.28).

Estes resultados sugerem que a ODP não é um modo fundamental, mas sim um modo derivado. A ODP pode ser explicada pelo modo ENOS e por outro modo não-ENOS, ambos no setor tropical do Pacífico. Dessa maneira, a ODP na realidade é a combinação linear dos modos ENOS e não-ENOS, e assim sendo, as fases da ODP dependem desses dois modos estarem na mesma fase. Por exemplo, se os modos ENOS e não-ENOS apresentarem persistência de sinal positivo (negativo), a fase positiva (negativa) da ODP pode se estabelecer, e por outro lado, se esses modos apresentarem persistência de sinais opostos um do outro, isto pode caracterizar ODP neutra. Esta relação entre ODP, ENOS e um modo não-ENOS trata-se de um resultado inédito.

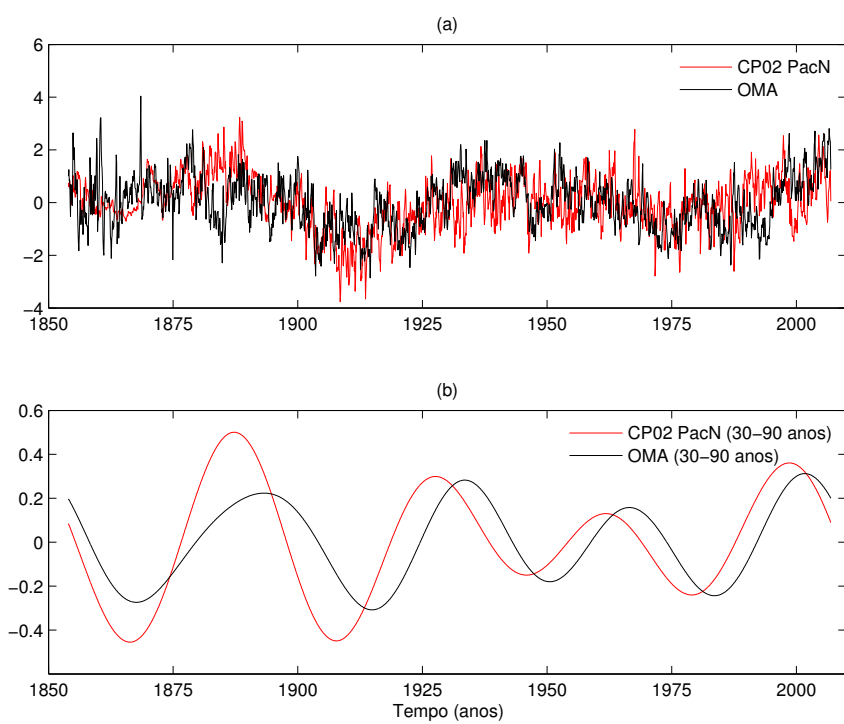


Figura 4.22 - (a) OMA e CP02 do Pacífico Norte. (b) OMA e CP02 do Pacífico Norte filtradas entre 30 e 90 anos com a técnica de ondaletas.

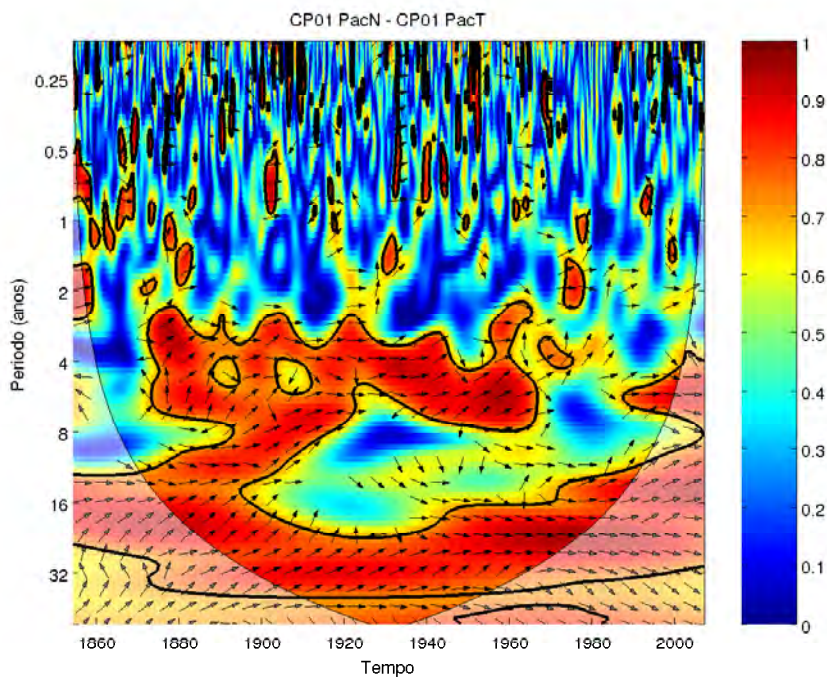


Figura 4.23 - Coerência e diferença de fase de ondaleta entre o índice da ODP (CP01 do Pacífico Norte) e o CP01 do Pacífico tropical. A coerência quadrática de ondaleta é indicada na barra de cores no lado direito da figura. A região onde os efeitos locais são importantes estão delimitados pela curva em U. As setas representam as diferenças de fases: em fase (0°) apontada para a direita, em anti-fase (180°) apontada para a esquerda, a ODP precedendo a CP01 em 90° é apontada para baixo, e quanto a CP01 precede a ODP em 90° a seta é apontada para cima.

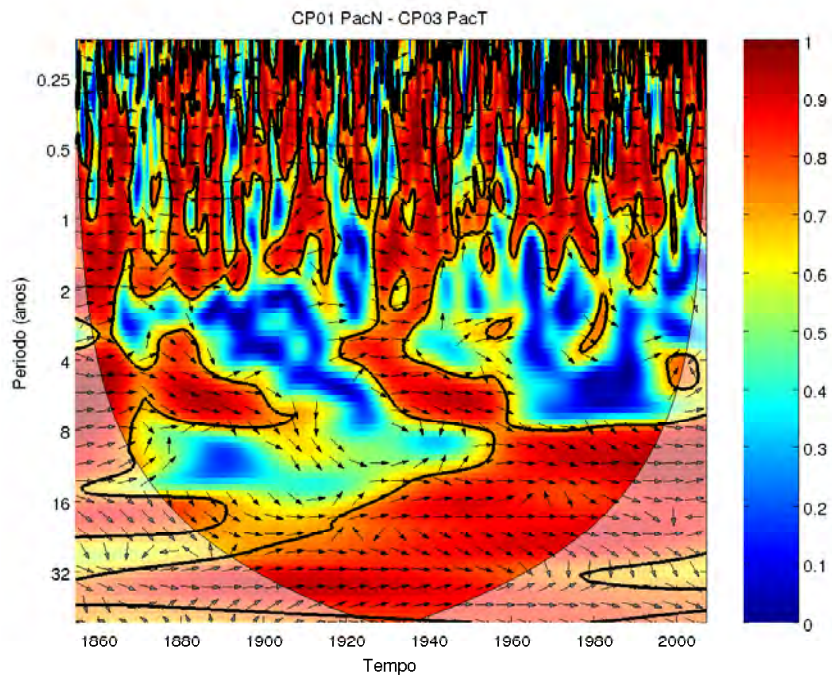


Figura 4.24 - Mesmo da Figura 4.23, mas para o índice da ODP e a CP03 do Pacífico tropical.

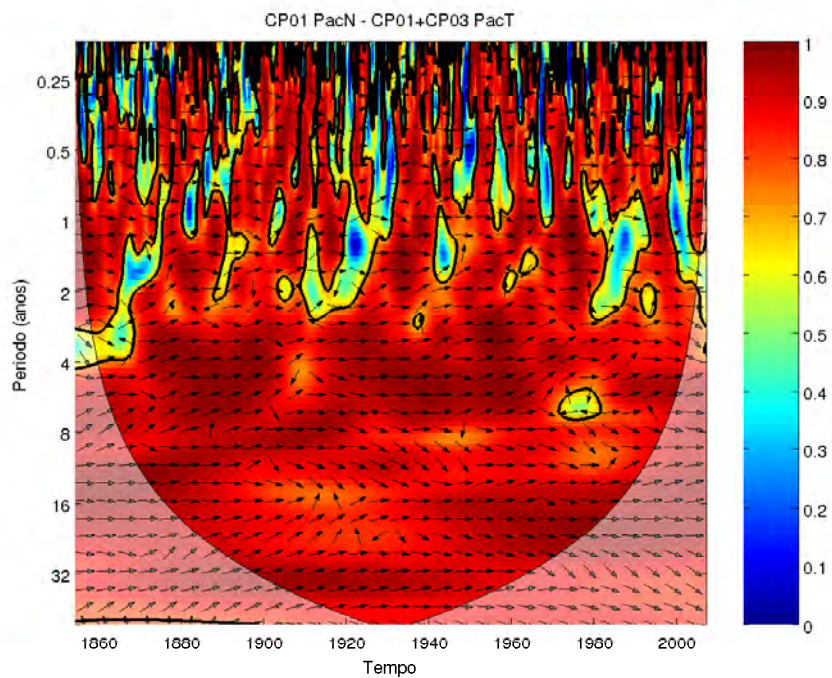


Figura 4.25 - Mesmo da Figura 4.23, mas para a ODP (CP01 do Pacífico Norte) e a CP01 + CP03 do Pacífico tropical.

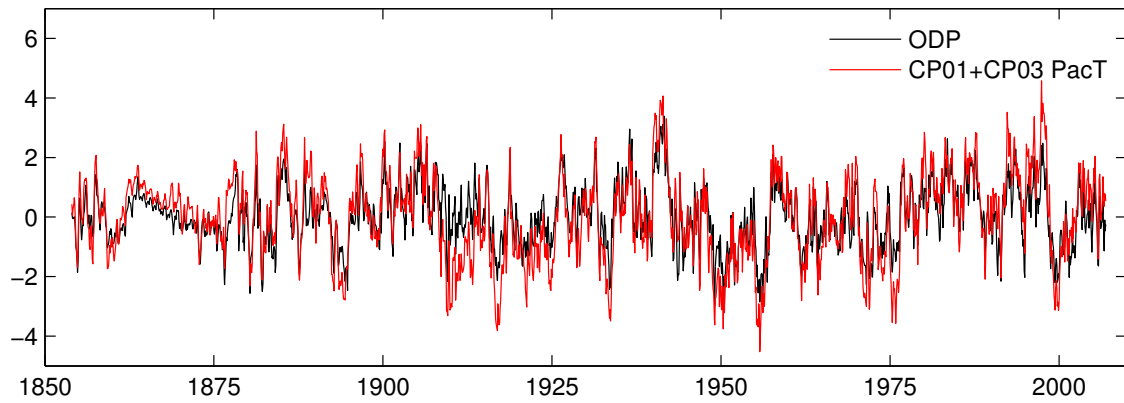


Figura 4.26 - ODP (CP01 do Pacífico Norte) e a CP01 + CP03 do Pacífico tropical.

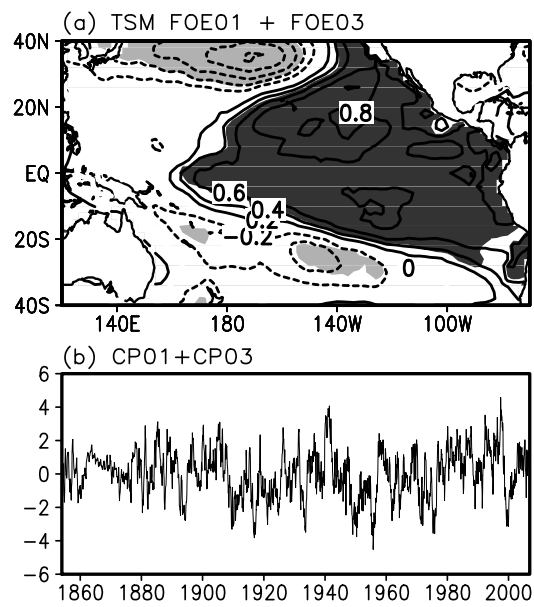


Figura 4.27 - F0E01 + F0E03 e CP01 + CP03.

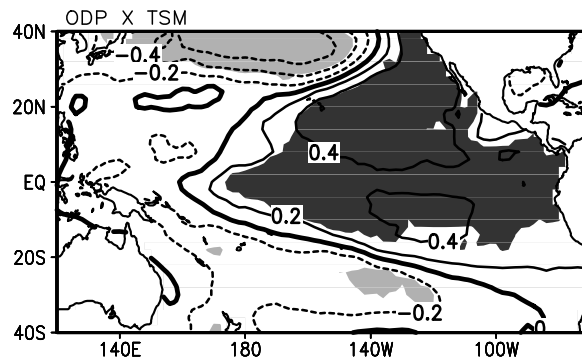


Figura 4.28 - Mapa de correlação entre a ODP e a TSM do Pacífico tropical

4.3 Relação entre a OMA e a precipitação no norte do NEB

A série de precipitação em Fortaleza foi usada para representar o norte da região NEB, o que é justificado pelo fato da variabilidade de precipitação nesta região ter sinal homogêneo (KOUSKY; CHU, 1978; ACEITUNO, 1988). Os 153 anos (1854-2006) foram classificados em muito secos e muito chuvosos a partir da precipitação acumulada na estação chuvosa (fevereiro a maio). Assim, o ano em que a precipitação da estação chuvosa ficou abaixo (acima) do percentil 15% (85%) foi considerada muito seco (chuvoso). Ainda, os anos muito secos e muito chuvosos foram estratificados de acordo com as fases da OMA. O ano usado para classificar a estação chuvosa é o ano (+1) e o ano anterior (0).

Os campos de anomalias de TSM e de PNM associados aos anos muito secos ou muito chuvosos foram obtidos por composição em base mensal entre Jun(0) e Mai(+1) no domínio global entre 70°S e 70°N e entre 80°S e 80°N, respectivamente. O período dos dados disponível para TSM é de 1854-2006 e para PNM é de 1871-2006.

4.3.1 Classificação da estação chuvosa de Fortaleza de acordo com a fase da OMA

As fases da OMA foram definidas na seção 3.2.1. Assim, a fase quente da OMA compreende os períodos de 1854-1881, 1931-1960 e 1997-2006, e a fase fria os períodos de 1903-1925 e 1965-1994.

A Tabela 4.2 mostra os anos em que a estação chuvosa em Fortaleza foi classificada como muito seca ou muito chuvosa estratificada nas fases da OMA.

Dos 18 anos muito chuvosos, 7 anos estiveram na fase quente, e 11 na fase fria. Ao se considerar os casos da fase fria da OMA, do total de 19, 42% (8 anos) foram muito secos e 58% (11 anos), muito chuvosos. Uma possível explicação para haver mais anos muito chuvosos do que secos no norte do NEB na fase fria da OMA foi sugerida por Knight et al. (2006). De acordo com eles, na fase fria (quente) da OMA a ZCIT tenderia a estar em média mais ao sul (norte) de sua posição normal, ocasionando anos mais chuvosos (secos) no norte do NEB.

Embora o número de casos de anos muito secos na fase quente da OMA, muito chuvoso na fase quente e muito seco na fase fria da OMA sejam igualmente prováveis, devem existir diferenças nos campos de TSM e PNM.

Tabela 4.2 - Anos muito secos e muito chuvosos estratificados nas fases da OMA.

Categoria	OMA quente	OMA fria
Muito Seco	1877, 1878, 1879, 1932, 1951, 1956, 1958, 1998 (8)	1903, 1907, 1908, 1915, 1919, 1980, 1990, 1993 (8)
Muito Chuvoso	1866, 1872, 1873, 1935, 1939, 1945, 1949 (7)	1910, 1912, 1913, 1921, 1924, 1967, 1973, 1974, 1985, 1986, 1994 (11)

4.3.2 Anos muito secos na fase quente da OMA

Na fase quente da OMA para o caso muito seco, o Atlântico Norte mostrou em Jun(0) anomalias positivas de TSM com os maiores valores em duas áreas quase zonais, uma centrada aproximadamente em 60°N e outra ao longo de 15°N e que contorna a costa noroeste da África. As anomalias no ATN se intensificaram em Set(0), quando se estabeleceu um centro de 1,2 desvios padrão (σ) aproximadamente em 20°N e 35°W (Figura 4.29). Tal padrão é similar ao primeiro modo de FOE de TSM do Atlântico Norte, que foi relacionado à OMA (Figuras 4.4a e 4.6). No ATS, anomalias negativas marginalmente significativas foram observadas em sua parte leste no ano(0), estas anomalias se intensificaram no ano(+1). Assim, no ano(0) o oceano Atlântico tropical foi caracterizado principalmente por um gradiente de TSM para norte (DOMMENGET; LATIF, 2000), enquanto que no ano(+1) o Dipolo Inter-hemisférico positivo foi mais evidente (HASTENRATH, 1976; MOURA; SHUKLA, 1981). Ambos, gradiente de TSM para norte e dipolo positivo, fazem com que a ZCIT permaneça ao norte de sua posição normal. No oceano Pacífico, anomalias positivas de TSM associadas ao evento El Niño ficaram estabelecidas de Fev(+1) a Mai(+1), porém de maneira pouco intensa, caracterizando um El Niño fraco. No Pacífico Norte, um padrão de TSM similar ao associado à ODP positiva, com anomalias positivas a oeste da América do Norte e negativas centradas aproximadamente em 40°N e 150°W, foram observadas de Jan(+1) a Mai(+1). Ainda, entre Fev(+1) e Mai(+1), o ATN apresentou anomalias positivas de TSM ao mesmo tempo em que anomalias de mesmo sinal foram observadas no oceano Pacífico tropical. Dessa maneira, tem-se um padrão esperado da evolução de teleconexão do El Niño canônico (ENFIELD; MAYER, 1997; GIANNINI et al., 2000; GIANNINI et al., 2004). Ademais, a fase quente da OMA favorece a predominância de anomalias positivas no ATN, e, a intensificação das mesmas de Jan(+1) e Mai(+1) se justifica pelo reforço concedido pelas teleconexões

do El Niño. Ao mesmo tempo, anomalias negativas de TSM foram observadas no ATS. Assim, os padrões tropicais de anomalias de TSM tanto do Atlântico (presença do Dipolo Inter-hemisférico positivo) como do Pacífico (presença de El Niño fraco) contribuem para redução da precipitação, o primeiro pelo deslocamento da ZCIT para norte de sua posição climatológica, e o segundo possivelmente pela alteração na célula de Walker.

A Figura 4.30 mostra a composição de PNM para o caso muito seco na fase quente da OMA. Grande parte do Atlântico apresentou anomalias negativas entre Set(0) e Nov(0), sendo que em Nov(0) um centro intenso foi observado em 30°W e 25°N aproximadamente. Em especial no Atlântico Norte, este padrão está relacionado à fase negativa da OAN. Esta relação entre a fase negativa da OAN e redução de precipitação no norte do NEB foi mostrada na Figura 4 de Hoerling et al. (2001). Em Fev(+1) dois centros se destacaram no Atlântico tropical, um de sinal negativo a norte do Equador e outro positivo a sul. Este dipolo na PNM é um indicativo de enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte e intensificação da pressão sobre a Alta Subtropical do Atlântico Sul, que pode estar associado com ventos alísios de sudeste mais intensos, o que leva a ZCIT a se posicionar mais a norte de sua posição climatológica. Isso explica a redução na precipitação. De um modo geral, na PNM, estes anos foram caracterizados por ausência de anomalias significativas sobre grandes regiões do oceano Pacífico (similarmente à TSM), e o Atlântico teve papel central para explicar o caráter seco destes anos.

OMA quente + Muito seco

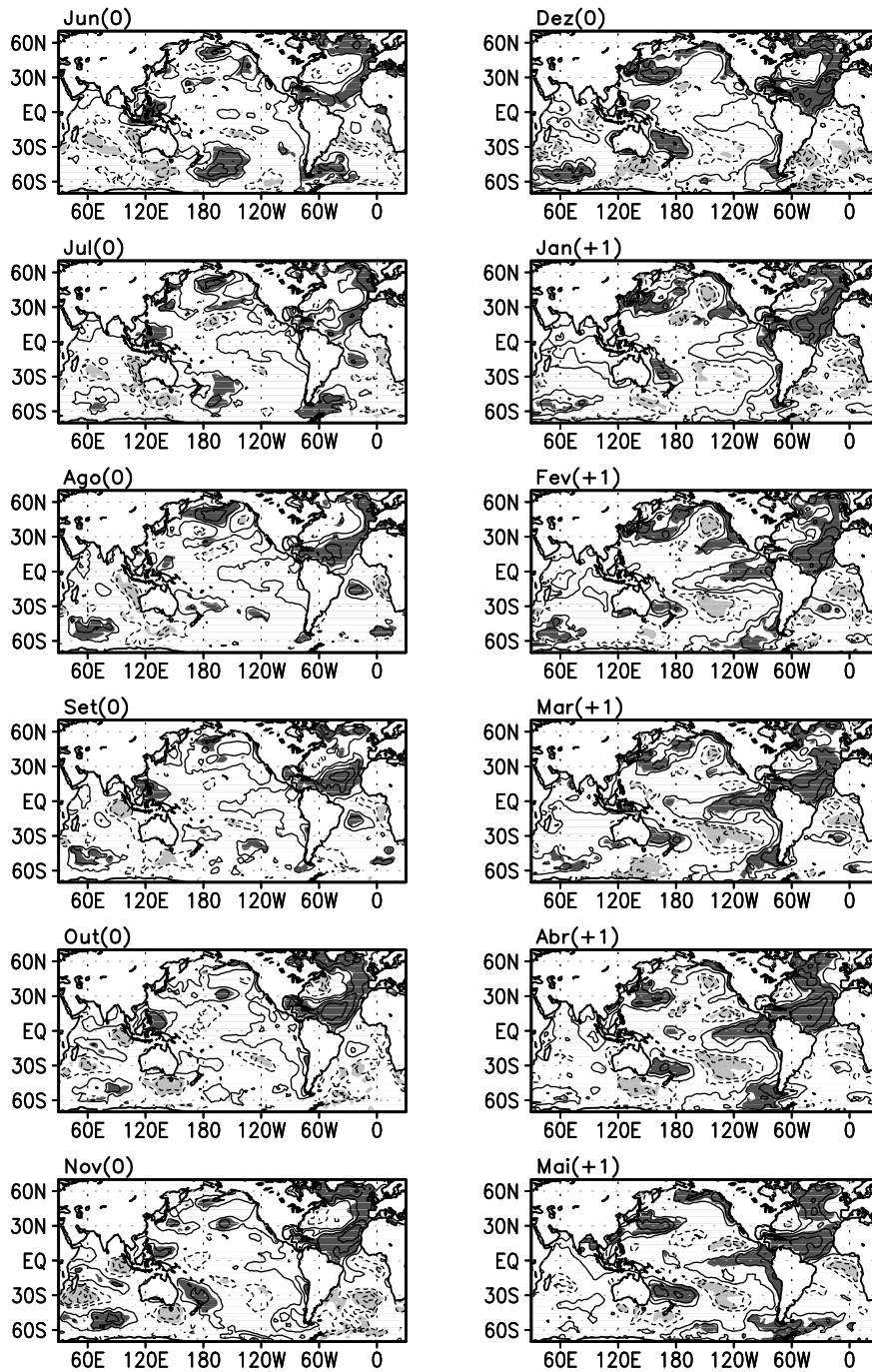


Figura 4.29 - Composições das anomalias de TSM de anos muito secos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA quente + Muito seco

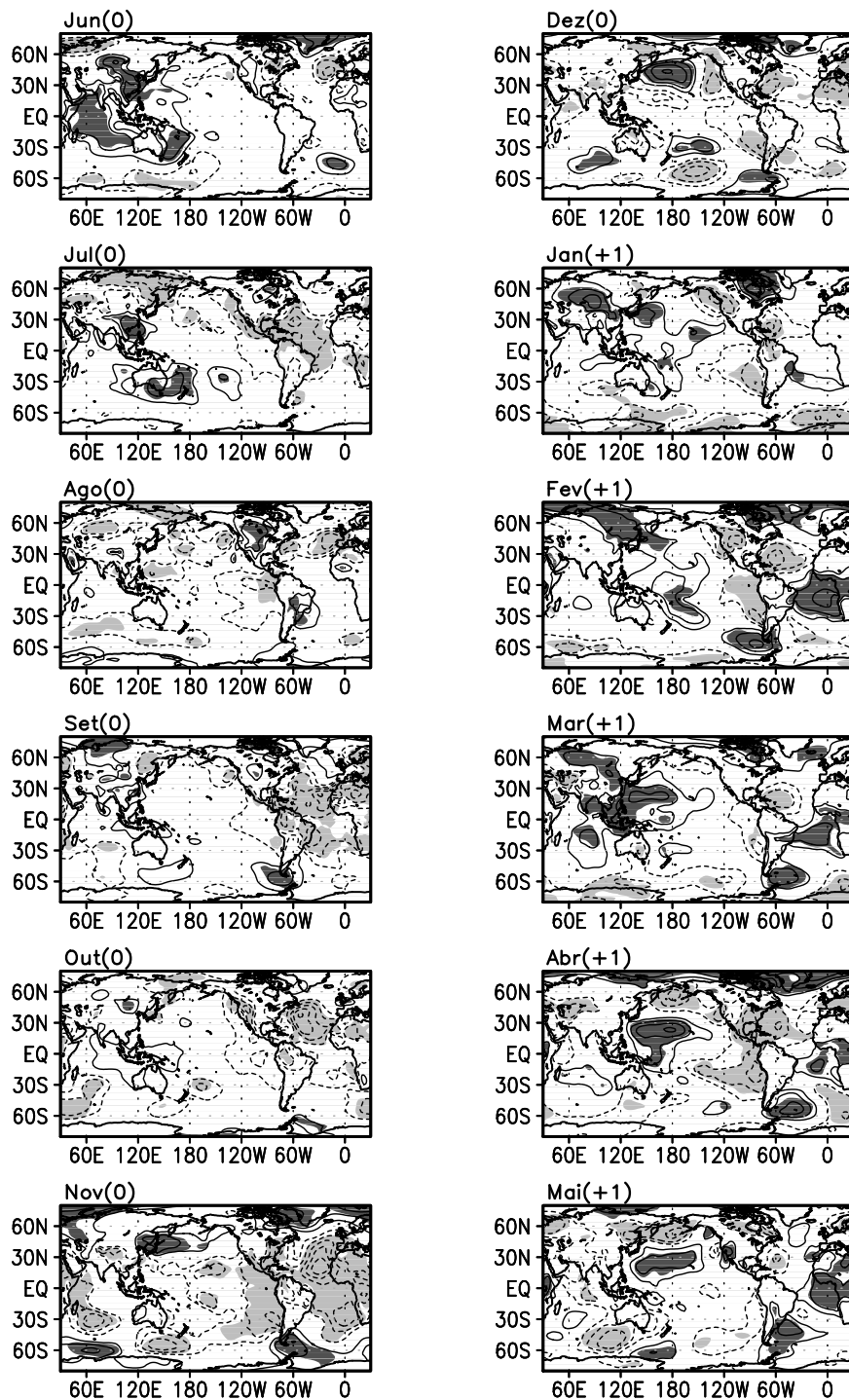


Figura 4.30 - Composições das anomalias de PNM de anos muito secos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.3.3 Anos muito secos na fase fria da OMA

Na fase fria da OMA, no caso muito seco, em grande parte do ATS predominaram nos meses analisados anomalias negativas de TSM franqueadas ao sudoeste por anomalias positivas menos intensas, formando dessa maneira o Dipolo do Atlântico Sul de sinal negativo (Figura 4.31). Segundo Bombardi e Carvalho (2010), tal dipolo negativo, favorece à redução de precipitação sobre o NEB. Segundo Venegas et al. (1997) e Sterl e Hazeleger (2003), o Dipolo do Atlântico Sul surge em resposta à variabilidade da intensidade da Alta subtropical do Atlântico Sul, cuja intensificação (desintensificação) ocasiona anomalias negativas (positivas) de TSM na região tropical e positivas (negativas) na extratropical. Isso decorre da retroalimentação vento-evaporação-TSM como explicado por Chang et al. (1997). Além do Dipolo do Atlântico Sul, ao se considerar somente o ano(+1), observaram-se anomalias negativas de TSM mais intensas na região equatorial (chegando até $1,2\sigma$) de maneira similar ao modo Equatorial do Atlântico (ZEBIAK, 1993).

No oceano Pacífico, um padrão de anomalias de TSM similar ao de eventos El Niño foi observado em todos os meses, e esteve bem definido de Nov(0) a Fev(+1). As anomalias positivas tiveram considerável extensão latitudinal a leste, não tangenciaram a costa oeste da América do Sul e foram franqueadas ao noroeste, oeste, e sudoeste por anomalias negativas. O ATN, não apresentou anomalias de mesmo sinal que as do Pacífico central, dessa maneira, não se configurando a resposta “canônica” ao El Niño. Também, o ATN não apresentou anomalias negativas significativas como esperado para a fase fria da OMA. Aparentemente, a dificuldade para estabelecimento do padrão de TSM associado ao El Niño canônico no ATN, possa ser devido ao fato destes anos estarem na fase fria da OMA. Assim, as causas da redução de precipitação neste anos, podem ser: o modo Equatorial do Atlântico de anomalias negativas; o Dipolo do Atlântico Sul negativo; e o El Niño no Pacífico tropical. Os três fatores contribuíram para a redução de precipitação norte do NEB, sendo que os dois primeiros fatores podem favorecer que a ZCIT do Atlântico se estabeleça mais ao norte de sua posição normal, já o El Niño afeta a precipitação principalmente pela alteração da célula de Walker, reduzindo a convecção no norte do NEB.

A composição de PNM mostrou, em Jul(0) anomalias negativas na região tropical do Pacífico, e na faixa latitudinal de 30°S a 70°S (Figura 4.32). Nos meses seguintes, estas anomalias desintensificaram. Em Nov(0), foi observada a gangorra barométrica leste/oeste no Pacífico tropical, característica de eventos El Niños. Este padrão se

intensificou até Mar(+1), quando anomalias positivas foram também notadas no Atlântico tropical. Assim, na fase fria da OMA, os anos muito secos em Fortaleza sofreram forte influência do oceano Pacífico.

OMA fria + Muito seco

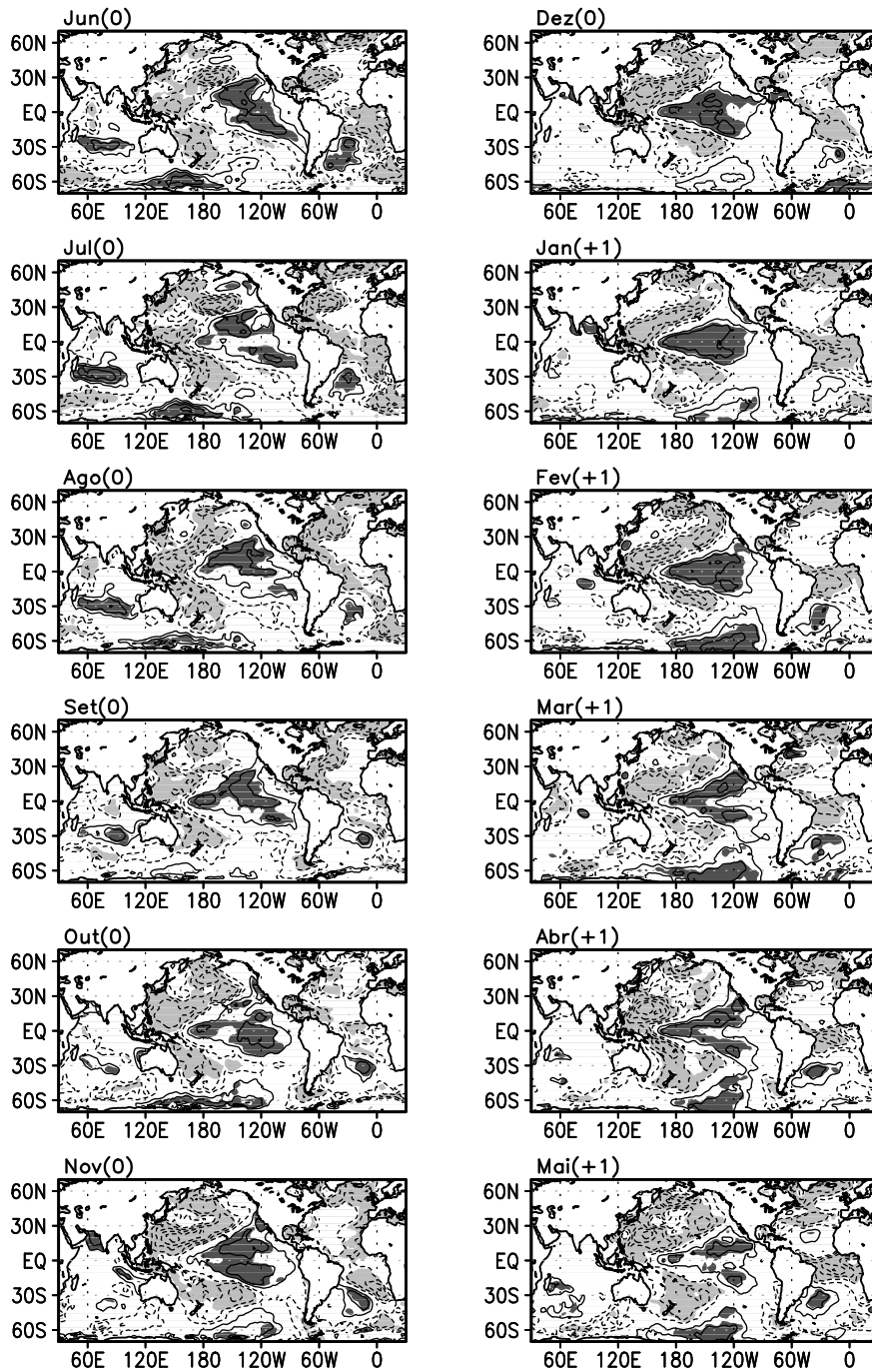


Figura 4.31 - Composições de anomalias de TSM para anos muito secos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA fria + Muito seco

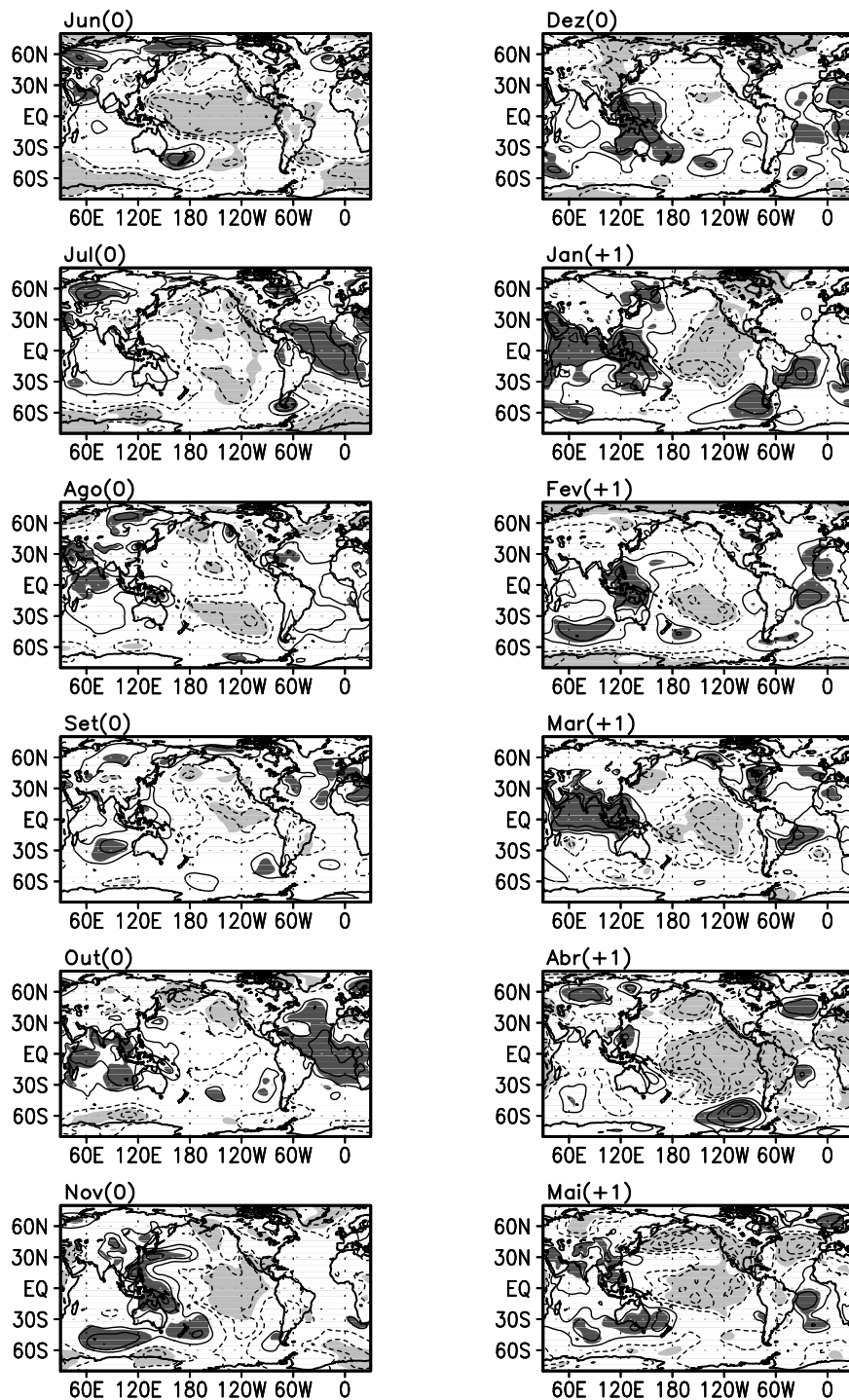


Figura 4.32 - Composições das anomalias de PNM de anos muito secos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.3.4 Anos muito chuvosos na fase quente da OMA

Na fase quente da OMA, no caso muito chuvoso, é notável uma área de anomalias positivas intensas no Atlântico Sul, que se estendeu da costa oeste africana à costa leste sul-americana em Jun(0) (Figura 4.33). Este padrão se desintensificou em Out(0). No Atlântico Norte, anomalias positivas observadas a norte de 30°N entre Jun(0) e Nov(0), se organizaram numa área centrada aproximadamente em 40°W e 30°N nos meses de Dez(0) a Fev(+1), e ocuparam a maior parte ao norte de 15°N nos meses seguintes. Indícios de anomalias negativas significativas foram observados no ATN entre Ago(0) e Dez(0). Ainda, o modo Equatorial do Atlântico, com anomalias positivas de TSM de $0,9\sigma$, surgiu entre Dez(0) e Mai(+1). Estas anomalias positivas se estenderam por grande parte do ATS.

No Pacífico tropical, no leste manifestou-se uma La Niña com anomalias negativas que se intensificaram de Jun(0) a Dez(0). Estas anomalias, gradualmente deixaram de tangenciar a costa oeste sul-americana em Jan(+1) e se restringiram ao setor central e oeste do Pacífico tropical em Mai(+1) (Figura 4.33). Anomalias positivas no oceano Pacífico foram encontradas a noroeste e a sudoeste da área de anomalias negativas associadas a La Niña, em quase todos os meses. Os indícios de anomalias negativas no ATN, principalmente entre Ago(0) e Dez(0), possivelmente foram devidos às teleconexões de La Niña “canônica” (ENFIELD; MAYER, 1997; GIANNINI et al., 2004). Porém, estas anomalias gradualmente perderam intensidade provavelmente por esses anos estarem na fase quente da OMA, quando se esperaria predominância de anomalias positivas no Atlântico Norte. Dessa maneira, na fase quente da OMA os anos muito chuvosos são justificados: pelo modo Equatorial do Atlântico de anomalias positivas principalmente entre Dez(0) e Mai(+1); e por anomalias associadas ao evento La Niña no Pacífico. O modo Equatorial positivo do Atlântico favorece com que a ZCIT se desloca mais para sul, e os eventos de La Niña alteram a circulação de Walker de forma a aumentar a convecção no norte do NEB, consequentemente ambos os fatores podem contribuir para o aumento de precipitação no norte do NEB.

As composições de anomalias de PNM dos anos muito chuvosos na fase quente da OMA são mostradas na Figura 4.34. A presença de anomalias positivas de PNM sobre o Pacífico central e leste, associadas a eventos La Niña, foi observada somente em Ago(0), Out(0) e Mai(+1). Foram observadas anomalias negativas associadas a eventos La Niña no Pacífico oeste, Índico e Atlântico tropical entre Nov(0) e

Abr(+1).

OMA quente + Muito chuvoso

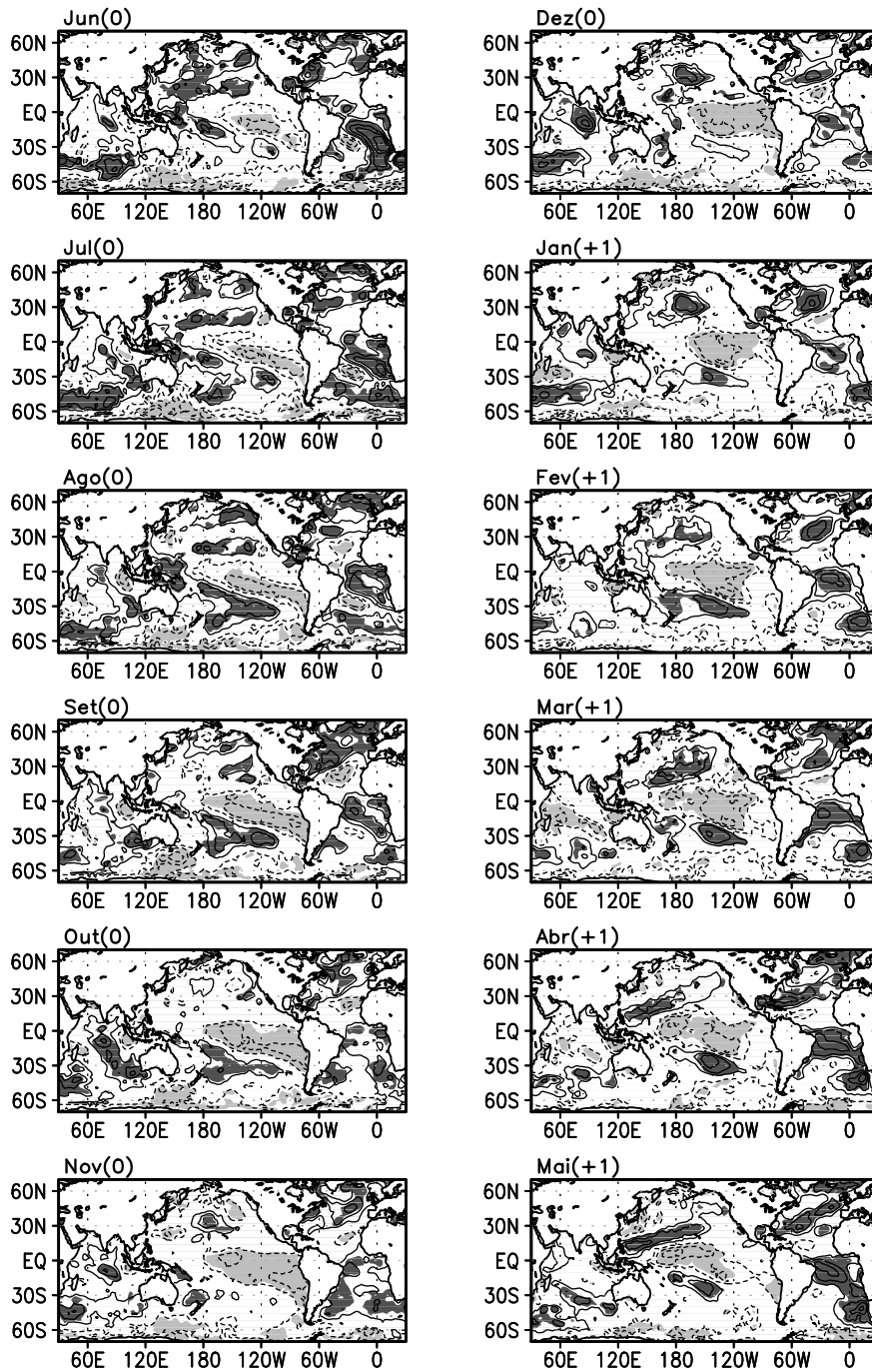


Figura 4.33 - Composições de anomalias de TSM para anos muito chuvosos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA quente + Muito chuvoso

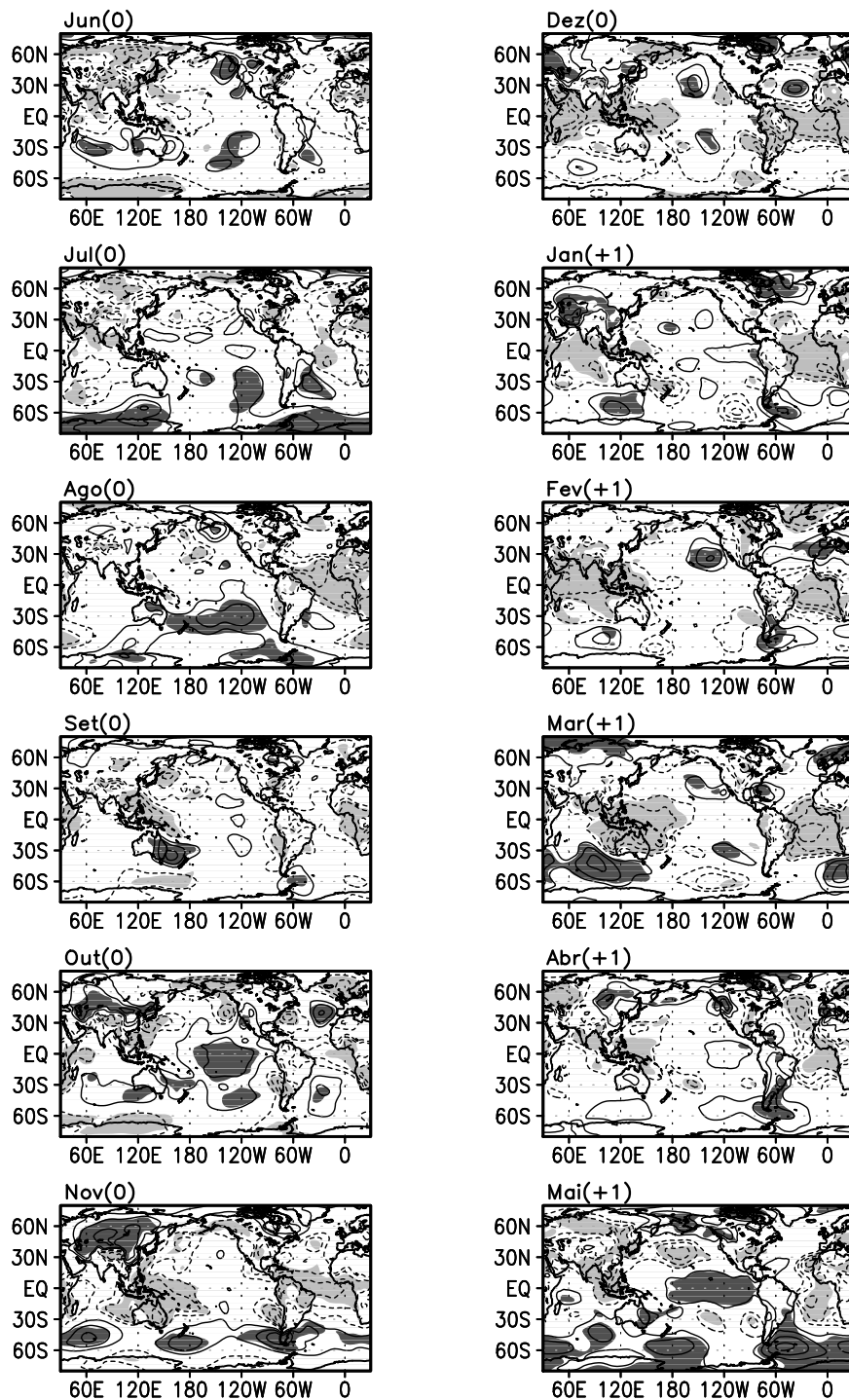


Figura 4.34 - Composições das anomalias de PNM de anos muito chuvosos na fase quente da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.3.5 Anos muito chuvosos na fase fria da OMA

As composições de anomalias de TSM, no caso muito chuvoso no norte do NEB na fase fria da OMA (Figura 4.35), apresentaram valores negativos na maior parte do Atlântico Norte nos meses analisados, e valores positivos significativos no leste do ATS que se intensificaram e tornaram bem estabelecidos a partir de Nov(0). Dessa maneira, de Dez(0) em diante foi observado o Dipolo Inter-hemisférico negativo. Tal dipolo força a ZCIT a se deslocar para sul de sua posição climatológica, o que é concordante com o aumento da precipitação no norte do NEB. Outro fator que possivelmente contribuiu para o aumento da precipitação foi Dipolo do Atlântico Sul, que apareceu de maneira discreta, com anomalias negativas de baixo valor absoluto na parte extratropical entre Nov(0) e Mai(+1).

Anomalias negativas de TSM foram observadas em grande parte oceano Pacífico entre os meses de Jun(0) e Fev(+1), a exceção foi a região equatorial onde persistiu condições normais. Entre os meses de Mar(+1) e Mai(+1), anomalias negativas surgiram no Pacífico equatorial. Assim, o sinal de La Niña foi fraco, isto deveu-se provavelmente ao fato de que alguns anos de El Niño foram incluídos nessa composição.

As composições de PNM para o caso muito chuvoso na fase fria da OMA são mostradas na Figura 4.36. Para todos os meses analisados, sobre o Atlântico tropical foram observadas anomalias positivas de PNM a norte do Equador e negativas ao sul. Isto indica intensificação da alta subtropical do Atlântico Norte e desintensificação da Alta subtropical do Atlântico Sul, o que pode ter acarretado na intensificação dos ventos alísios de nordeste, e conseqüentemente no deslocamento da ZCIT mais para Sul. Isto se mostra concordante com as anomalias de TSM no Atlântico tropical. Dessa maneira, o aumento de precipitação no norte do NEB é explicado pela alteração na circulação no Atlântico, pois no Pacífico tropical não foram notadas anomalias significativas de PNM.

OMA fria + Muito chuvoso

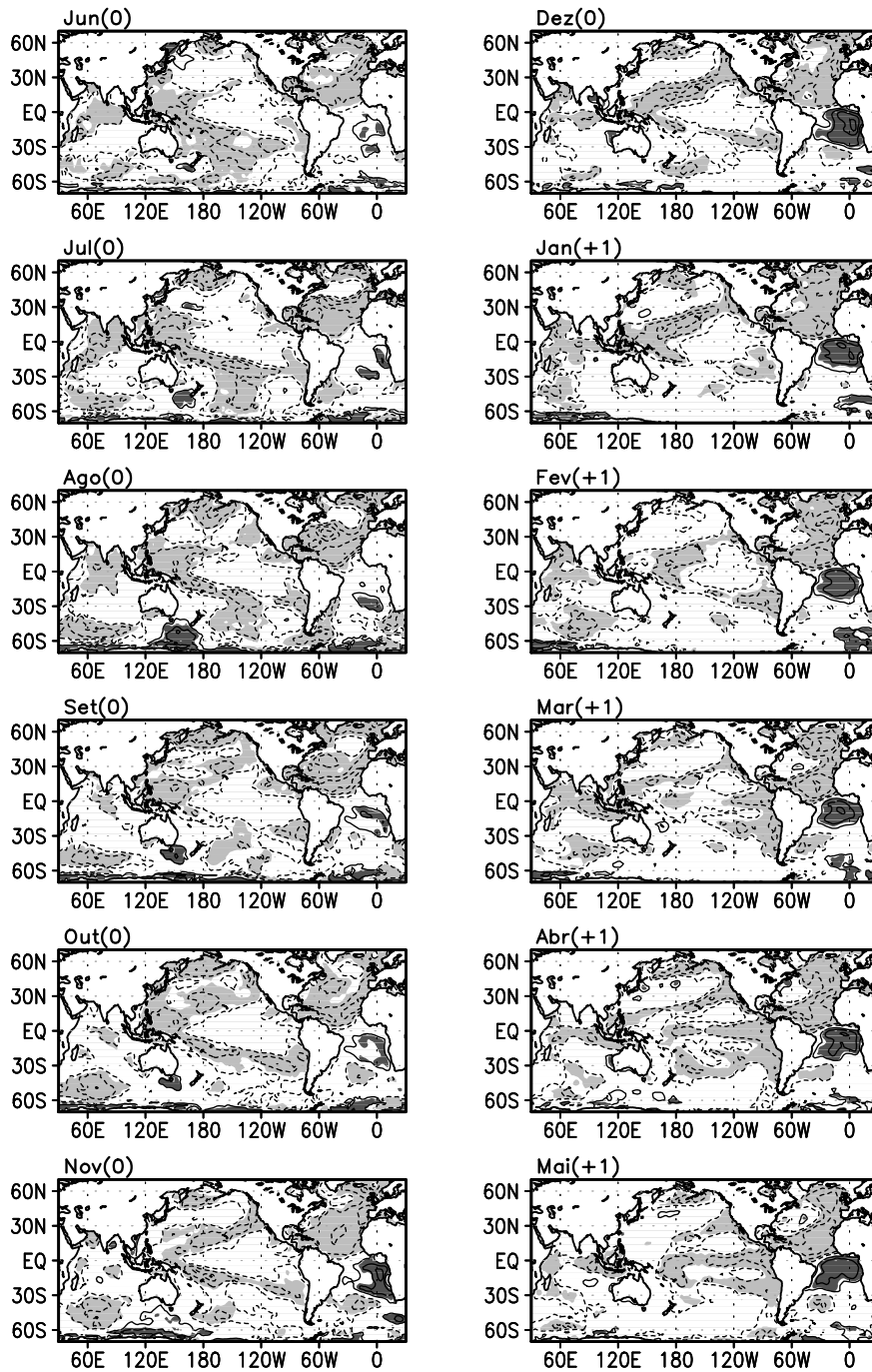


Figura 4.35 - Composições de anomalias de TSM para anos muito chuvosos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA fria + Muito chuvoso

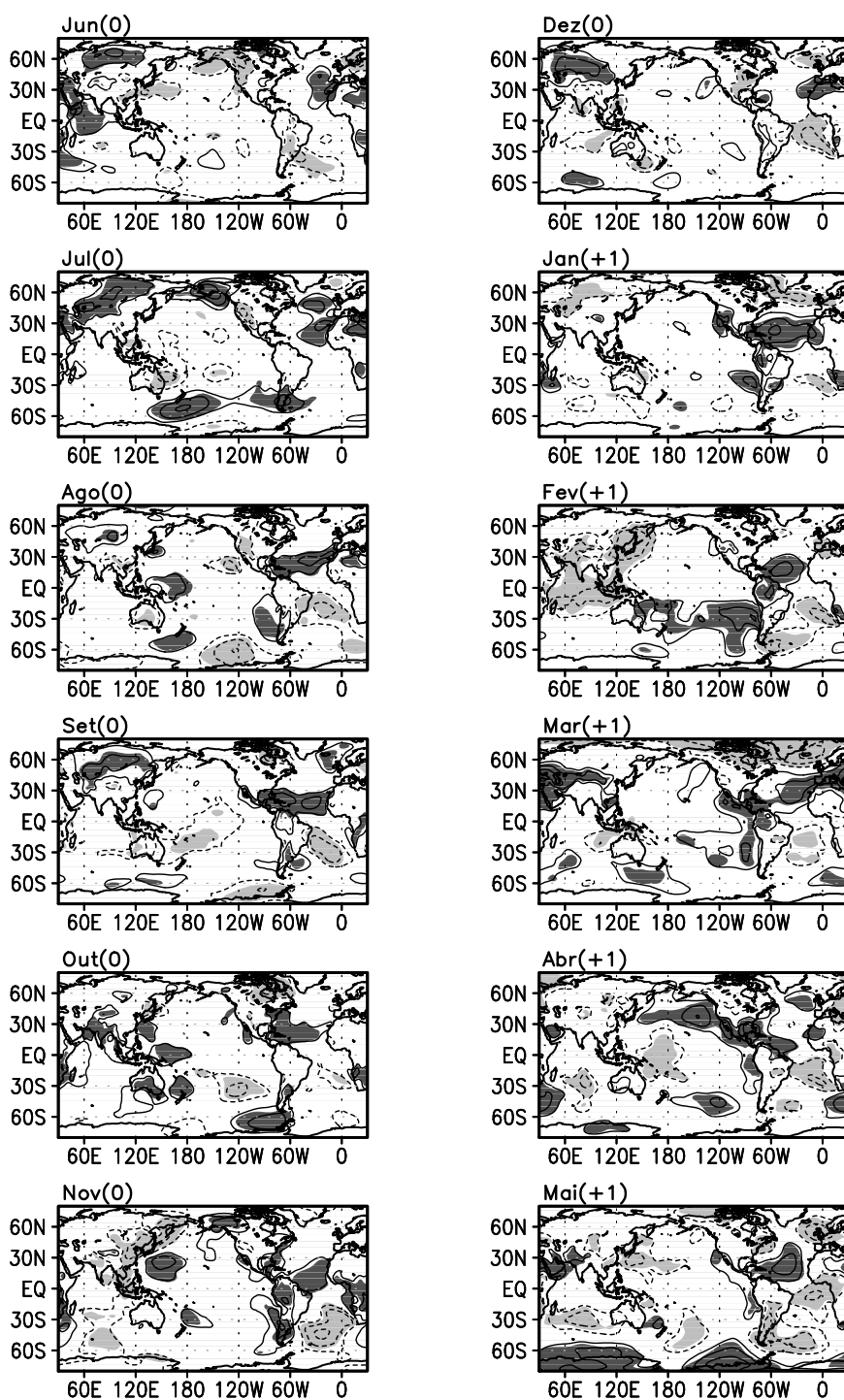


Figura 4.36 - Composições das anomalias de PNM de anos muito chuvosos na fase fria da OMA. O intervalo de contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.3.6 Discussão sobre a relação entre a precipitação em Fortaleza e as fases da OMA

É conhecido que a precipitação sobre o norte do NEB é correlacionada positivamente com a TSM do ATS e negativamente com a ATN (HASTENRATH, 1976; MOURA; SHUKLA, 1981). A relação entre os extremos na precipitação e as fases da OMA aparentemente está associada à variabilidade conjunta entre ENOS e OMA, e como esta influencia a TSM do ATN. Assim, quando ENOS e OMA estiveram em fase, anos de El Niño da fase quente da OMA ou de La Niña da fase fria, as anomalias de TSM do ATN apresentaram o mesmo sinal de ENOS e OMA. Por outro lado, quando ENOS e OMA estiveram fora de fase, anos de El Niño na fase fria da OMA ou de La Niña na fase quente, as anomalias de TSM do ATN tenderam a serem neutras. Considerando somente o Atlântico tropical, anomalias positivas (negativas) no ATN favoreceram o surgimento do Dipolo Inter-hemisférico positivo (negativo) nos anos muito secos (chuvosos) da fase quente (fria) da OMA. Por outro lado, o predomínio de condições próximas à normal no ATN, nos anos muito secos (chuvosos) na fase fria (quente) da OMA, foram acompanhadas do modo Equatorial com anomalias negativas (positivas) significativas se estendendo por grande parte do ATS.

Também é conhecido que a escassez (abundância) de chuvas sobre o norte do NEB é relacionada a eventos El Niño (La Niña) (KOUSKY et al., 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987). No Pacífico tropical, as composições de TSM de anos muito secos nas fases quente e fria da OMA, mostraram que no primeiro caso, as anomalias positivas significativas associadas a eventos El Niño apareceram tardiamente e de maneira fraca (em Fev(+1)), enquanto que no segundo, as anomalias positivas significativas manifestaram desde Jun(0), e não tangenciaram a costa oeste da América do Sul nos meses analisados. Já nos anos muito chuvosos, anomalias negativas no Pacífico tropical associadas a eventos La Niña são mais evidentes na fase quente da OMA do que na fase fria. Assim, comparando-se as composições de anos muito secos e muito chuvosos, numa mesma fase da OMA, para a fase quente, o Pacífico tropical foi caracterizado por condições de TSM associadas a El Niño fraco e La Niña, respectivamente (Figuras 4.29 e 4.33); para a fase fria, as composições de anos muito secos apresentaram sinais de evento El Niño (Figura 4.31), e os anos muito chuvosos foram caracterizados por TSM associadas a La Niña fraca (Figura 4.35). A ausência de persistência de anomalias negativas significativas de TSM no Pacífico nos anos muito chuvosos na fase fria da OMA, provavelmente se deve ao fato de que alguns

anos de El Niño foram incluídos nessa composição, como por exemplo os anos de 1973, que foi ano de El Niño forte, e 1912. Isto indica que os altos índices de precipitação na fase fria da OMA, nem sempre são devido somente ao ENOS (La Niña), mas também ao padrão de TSM do Atlântico (PEZZI; CAVALCANTI, 2001; KAYANO; ANDREOLI, 2006).

A Tabela 4.3 mostra uma síntese da relação entre a precipitação no norte do NEB e as anomalias de TSM do Atlântico e do Pacífico tropical considerando as fases da OMA. Para os anos muito secos: na fase quente da OMA, o ATN apresentou anomalias positivas e o ATS anomalias negativas (Dipolo Inter-hemisférico positivo); na fase fria, o ATN não apresentou anomalias significativas e o ATS foi dominado por anomalias negativas, porém com anomalias mais intensas próximas ao Equador (modo Equatorial negativo). Para os anos muito chuvosos: na fase quente da OMA, o ATN permaneceu neutro e o ATS apresentou valores positivos máximos próximo ao Equador (modo Equatorial positivo); enquanto que na fase fria da OMA, o ATN apresentou anomalias negativas e o ATS anomalias positivas (Dipolo negativo).

Na terceira coluna da Tabela 4.3 é mostrada a condição do Pacífico tropical. Para anos secos (chuvosos) na fase quente (fria) da OMA foi observado sinal de El Niño (La Niña) fraco. Por outro lado, os anos muito secos (chuvosos) da fase fria (quente) anomalias de TSM associadas a eventos El Niño (La Niña) foram mais evidentes. O padrão associado ao El Niño, observado nos anos muito secos da fase fria da OMA, não apresentou anomalias significativas no setor leste do Pacífico tropical. Este padrão se assemelha ao que recentemente tem sido referido como El Niño Modoki ¹ (ASHOK et al., 2007). O padrão de La Niña observado entre Jan(+1) e Abr(+1) nos anos muito chuvosos da fase quente da OMA, também apresentou ausência de anomalias significativas no setor leste do Pacífico tropical, similarmente ao padrão de La Niña Modoki (ASHOK et al., 2007).

O Gradiente Inter-Pacífico-Atlântico (GIPA) de TSM (WANG, 2006) foi observado nos casos muito secos na fase fria da OMA e muito chuvosos na fase quente, em que se tem o modo Equatorial na TSM do Atlântico e ENOS bem estabelecido no Pacífico tropical. Tal gradiente induz variações no vento zonal em superfície sobre a região equatorial da América do Sul, ainda afeta a circulação de Walker, e possivelmente a precipitação (KAYANO et al., 2011). O gradiente é definido como a diferença entre as anomalias de TSM das regiões Niño-3 e Atlântico equatorial (WANG, 2006). Na

¹A palavra “Modoki” é de origem japonesa e significa “algo similar mais diferente”

quarta coluna da Tabela 4.3 é mostrado o sinal dominante do GIPA. De maneira concordante com trabalhos anteriores, a presença do GIPA positivo está associada à redução de precipitação (anos muito secos) no norte do NEB e a presença do GIPA negativo está relacionada ao aumento de precipitação (anos muito chuvosos) no norte do NEB (KAYANO et al., 2011).

Tabela 4.3 - Classificação do modo de TSM do Atlântico tropical, fases do ENOS, categoria da estação chuvosa no norte do NEB, fases da OMA, sinal do GIPA.

	Atlântico Tropical	ENOS	GIPA
OMA quente+muito seco	modo Dipolo (+)	EN fraco	
OMA fria+muito seco	modo Equatorial (-)	EN	+
OMA quente+muito chuvoso	modo Equatorial (+)	LN	-
OMA fria+muito chuvoso	modo Dipolo (-)	LN fraca	

As composições de anomalias de vento em 1000 hPa entre fevereiro e maio são mostradas na Figura 4.37. As anomalias não foram normalizadas nestas composições. Na região equatorial do Atlântico, o predomínio de anomalias de ventos de sul é notável nos anos secos no norte do NEB nas duas fases da OMA, enquanto que nos anos muito chuvosos anomalias de vento predominantemente de norte são evidentes em ambas as fases da OMA. Tais anomalias, são concordantes com a precipitação observada em Fortaleza, que sofre grande influência do posicionamento da ZCIT. Na região tropical, vento de sul (norte) favorecem com que a ZCIT se posicione mais ao norte (sul) de sua posição normal, contribuindo para a escassez (excesso) de chuva no norte do NEB. Ainda, a circulação anômala nos anos muito secos da fase quente da OMA, apresentou concordância com as anomalias de PNM (Figura 4.30). Nestes anos, uma circulação ciclônica (anti-ciclônica) nos baixos níveis da atmosfera e anomalias negativas (positivas) de PNM foram observadas no Atlântico Norte (Atlântico Sul), associadas a desintensificação (intensificação) da Alta Subtropical do Atlântico Norte (Atlântico Sul). Esta relação entre anomalias de vento e de PNM, também foi observada nos anos muito chuvosos da fase fria da OMA, porém com o Atlântico Norte (Atlântico Sul) apresentando intensificação (desintensificação) de sua Alta Subtropical.

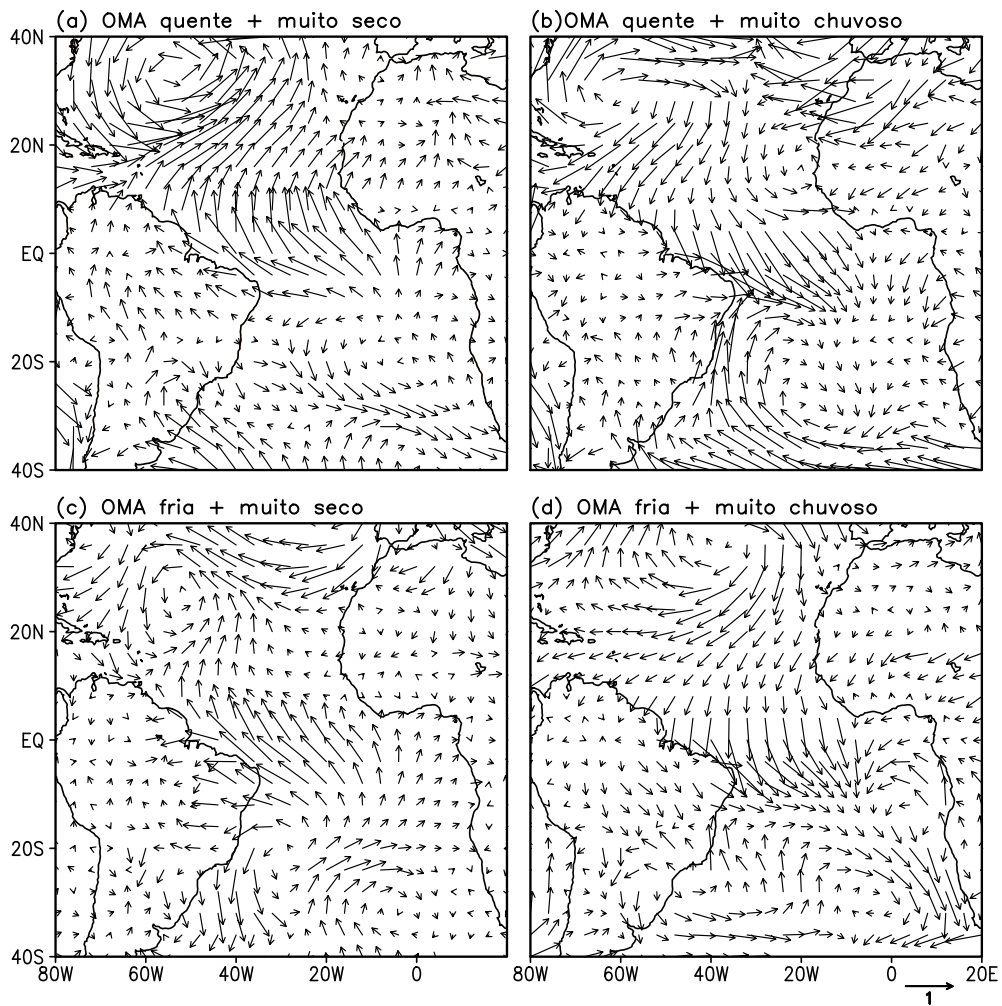


Figura 4.37 - Composições de anomalias de vento em 1000 hPa entre fevereiro e maio para anos muito chuvosos e muito secos nas fases da OMA.

4.4 Efeitos da OMA e ENOS na precipitação da América do Sul

Alguns autores sugeriram que existem relações entre as bacias dos oceanos Pacífico e Atlântico, especialmente entre os modos de variabilidade de TSM associados ao ENOS e à OMA (DONG et al., 2006; WANG et al., 2009; WANG et al., 2011). A presente seção discute estas relações e como o ENOS e OMA influenciam a precipitação na América do Sul.

A Tabela 4.4 mostra os anos em que ocorreram eventos de El Niño e La Niña, estratificados nas fases da OMA, entre 1901 e 2006. As fases da OMA foram definidas na seção 3.2.1 (Figura 3.2). A fase quente da OMA compreende os períodos de 1854-1881, 1931-1960 e 1997-2006, e a fase fria os períodos de 1903-1925 e 1964-1994. O ano de início do evento ENOS foi chamado (0) e o ano seguinte (+1).

Dos 106 anos analisados, 42 anos foram classificados como pertencentes à fase quente da OMA, e 53 anos pertencentes à fase fria, os restantes foram considerados neutros. Dentre todos os anos da fase quente da OMA, 14 anos (33%) apresentaram extremos de ENOS, enquanto que dentre todos os anos da fase fria, extremos do ENOS foram encontrados em 24 anos (45%).

Tabela 4.4 - Anos de início dos extremos do ENOS estratificados nas fases da OMA.

	OMA quente	OMA fria
El Niño	1939, 1940, 1951, 1957, 1997, 2002, 2003, 2004 (8)	1904, 1911, 1914, 1918, 1965, 1968, 1972, 1976, 1982, 1986, 1991 (11)
La Niña	1933, 1938, 1942, 1949, 1955, 1999 (6)	1906, 1908, 1916, 1920, 1922, 1924, 1964, 1967, 1970, 1973, 1975, 1984, 1988 (13)

4.4.1 Anos de El Niño na fase quente da OMA

Nos anos de El Niño da fase quente da OMA, ocorreram anomalias negativas de precipitação sobre o norte da América do Sul, Brasil central e NEB, e anomalias positivas sobre o sudeste da América do Sul em Dez(0). Anomalias negativas de precipitação persistiram sobre o norte da América do Sul e enfraqueceram sobre as demais áreas em Fev(+1). Em Abr(+1), anomalias negativas retornaram sobre o NEB, e em grande parte do Brasil central em Jun(+1)(Figura 4.38).

As composições de anomalias de TSM (primeira coluna da Figura 4.39), nos meses analisados, apresentaram um padrão com sinal positivo no Atlântico Norte em duas áreas: uma aproximadamente na faixa latitudinal entre 5°N e 25°N; e a outra na faixa latitudinal entre 45°N e 65°N aproximadamente (Figura 4.39). Este padrão é similar ao primeiro modo de TSM do Atlântico Norte (Figura 4.4a). Ainda, houve predomínio de anomalias positivas de TSM na região tropical do Atlântico. No Pacífico tropical e Pacífico Norte foram observados os padrões associados ao El Niño e com a fase positiva da ODP, respectivamente.

O El Niño atingiu sua fase madura entre Dez(0) e Fev(+1), e se encontrou na fase dissipativa de Abr(+1) a Jun(+1) quando se notaram reduções nas anomalias próximas à faixa equatorial no Pacífico leste.

As composições de anomalias de PNM são apresentadas na Figura 4.39. Em quase todos os meses analisados, observaram-se anomalias negativas no Pacífico tropical central e leste. Entre os meses de Out(0) e Abr(+1) foi notável a gangorra barométrica entre o leste e o oeste do Pacífico tropical, que é uma das características da componente atmosférica do fenômeno El Niño. Em Dez(0), durante a fase madura do El Niño, fortes anomalias positivas de PNM ocorreram sobre o Atlântico tropical, o que é concordante com tal evento.

Nos meses analisados, a célula de Walker (primeira coluna da Figura 4.40) mostrou: intenso movimento ascendente (anomalias negativas de ω) sobre o Pacífico central e leste, e subsidência (anomalias positivas de ω) sobre o Pacífico oeste e a América do Sul. Estas alterações na célula de Walker foram mais intensas entre Out(0) e Fev(+1), coincidindo com os valores máximos da TSM sobre o Pacífico tropical. Na segunda e terceira colunas da Figura 4.40, são mostradas as alterações na Célula de Hadley sobre o Pacífico central (170°W-180) e a América do Sul (40°W-70°W), respectivamente. Como esperado, as alterações na célula de Hadley sobre o Pacífico foram mais intensas do que as da América do Sul. Isto porque a convecção intensa observada sobre o oceano Pacífico, devido ao evento El Niño, causou alterações na circulação de Hadley nesta faixa de latitude, principalmente entre 30°S-10°S em Dez(0) e Fev(+1).

De uma maneira geral, as alterações na célula de Hadley nas faixas longitudinais sobre o Pacífico central e sobre a América do Sul apresentaram valores opostos. A possível explicação para isto é que a alteração observada na célula de Walker,

incitada pelas anomalias positivas de TSM no Pacífico, levaram à subsidência sobre a América do Sul e conseqüentemente a alterações da célula de Hadley nesta mesma faixa de longitude. Assim, a subsidência sobre a região equatorial da América do Sul é concordante com a redução de precipitação sobre esta área nestes anos (Figura 4.38).

Na Figura 4.41, a primeira e a segunda colunas mostram as anomalias de χ e ψ em 200 hPa, respectivamente. Sobre o oceano Pacífico leste foram observadas intensas anomalias de negativas de χ nos meses do ano(0). Estas anomalias são equivalentes à divergência de ventos em 200 hPa, e resultaram da convecção intensa no Pacífico central decorrente dos eventos de El Niño. No Pacífico oeste foram observadas anomalias positivas de χ nos meses do ano(0) e em Abr(+1). Em geral, nos meses analisados, as anomalias de χ sobre o oceano Pacífico foram concordantes com o padrão de PNM. A gangorra barométrica em superfície nesta região, afeta o comportamento em altos níveis da troposfera.

No Pacífico central, um dipolo de anomalia de ψ em 200 hPa foi observado entre Out(0) e Abr(+1) (segunda coluna da Figura 4.41). Assim, ambos os hemisférios apresentaram circulação anticiclônica em 200 hPa no Pacífico com centro em 20° de latitude aproximadamente. Ainda, a convecção intensa observada no Pacífico central induziu a divergência em altos níveis. Esta perturbação atmosférica foi propagada a outras regiões por ondas de Rossby, PNA do Hemisfério Norte e a PSA do Hemisfério Sul. O padrão de ψ relacionado ao PSA foi bem marcado em Out(0) e Fev(+1), enquanto que o padrão associado ao PNA não foi proeminente nessas composições. O padrão de onda tipo PSA pode contribuir para o fortalecimento do jato subtropical sobre América do Sul nos anos de El Niño da fase quente da OMA.

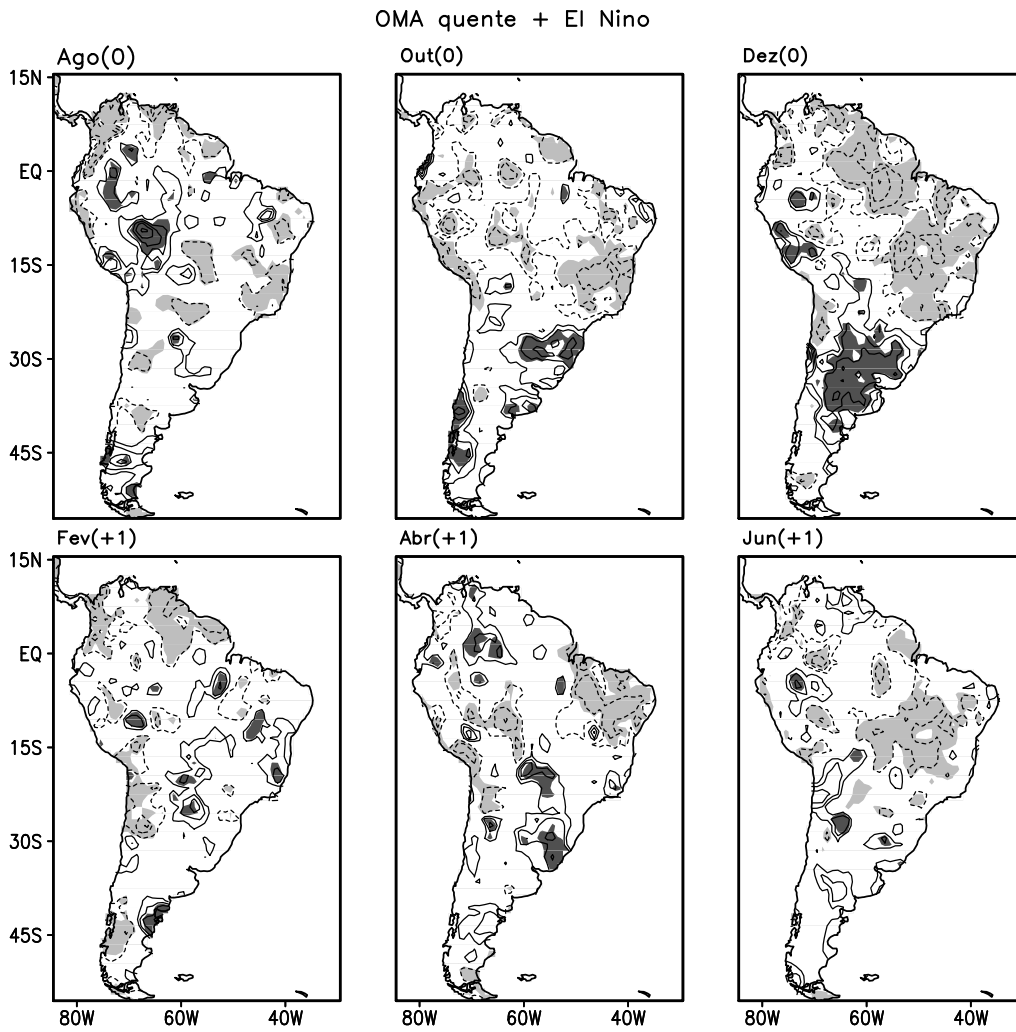


Figura 4.38 - Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA quente + El Niño

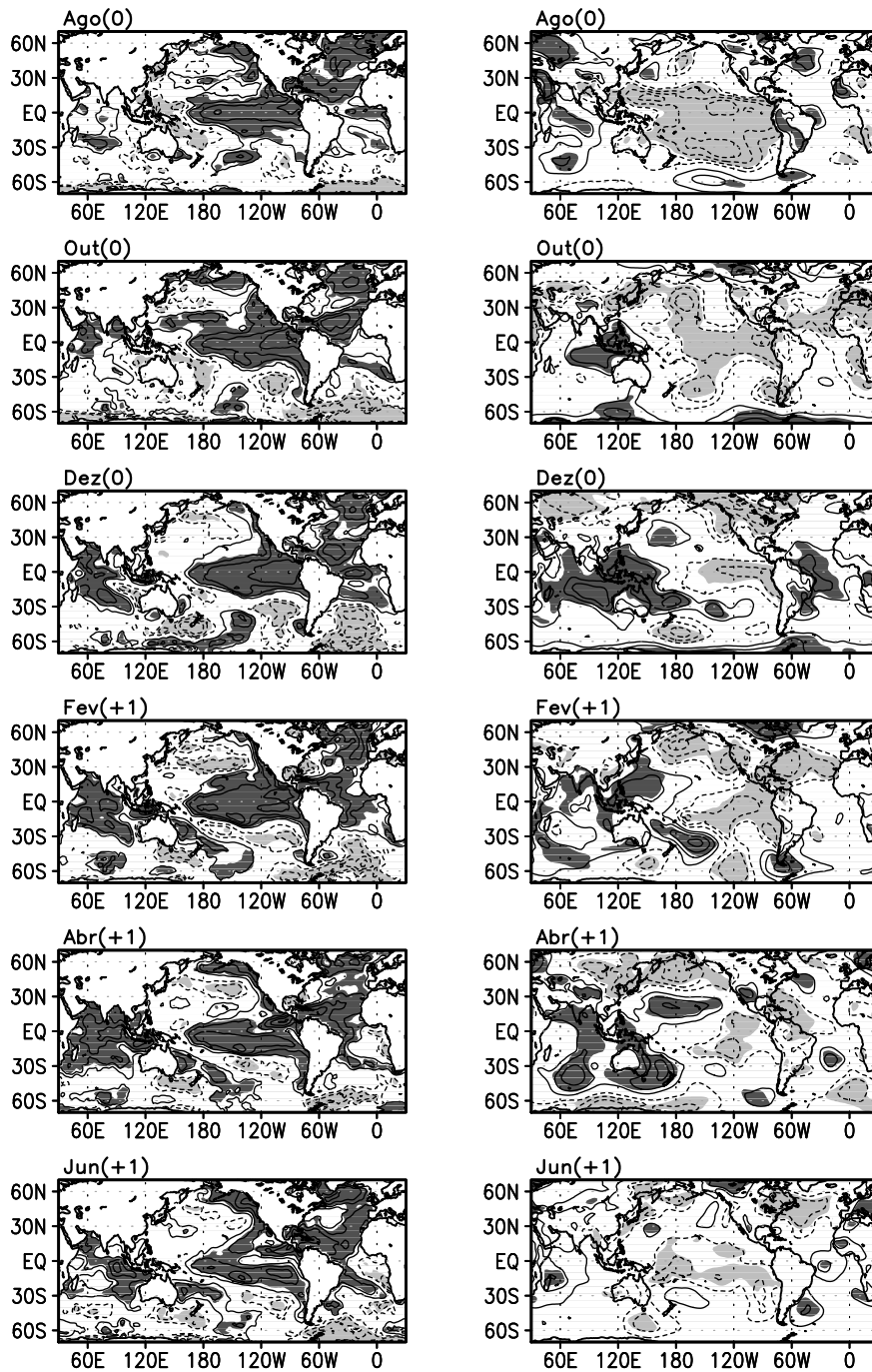


Figura 4.39 - Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de El Niño na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

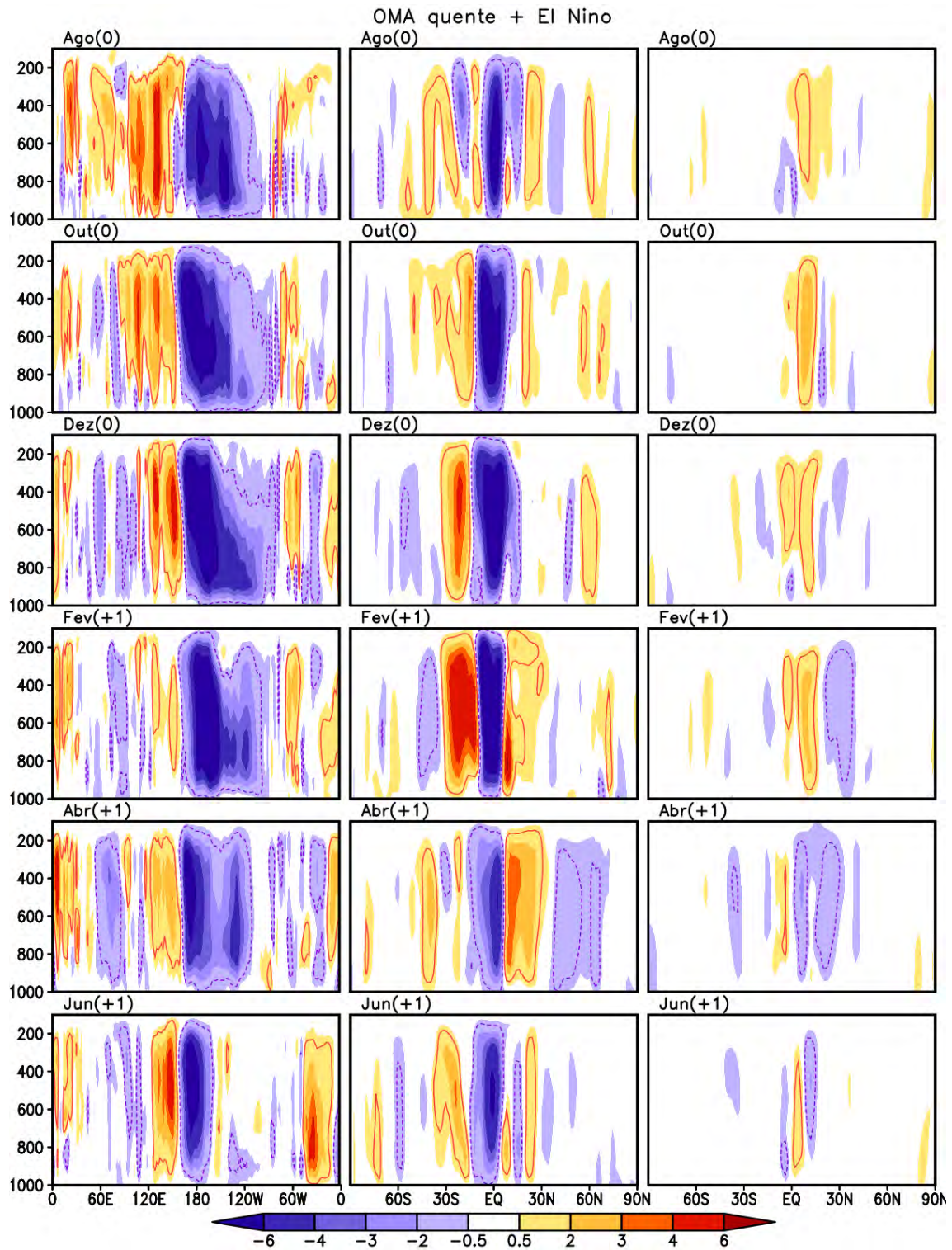


Figura 4.40 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase quente da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.

OMA quente + El Niño

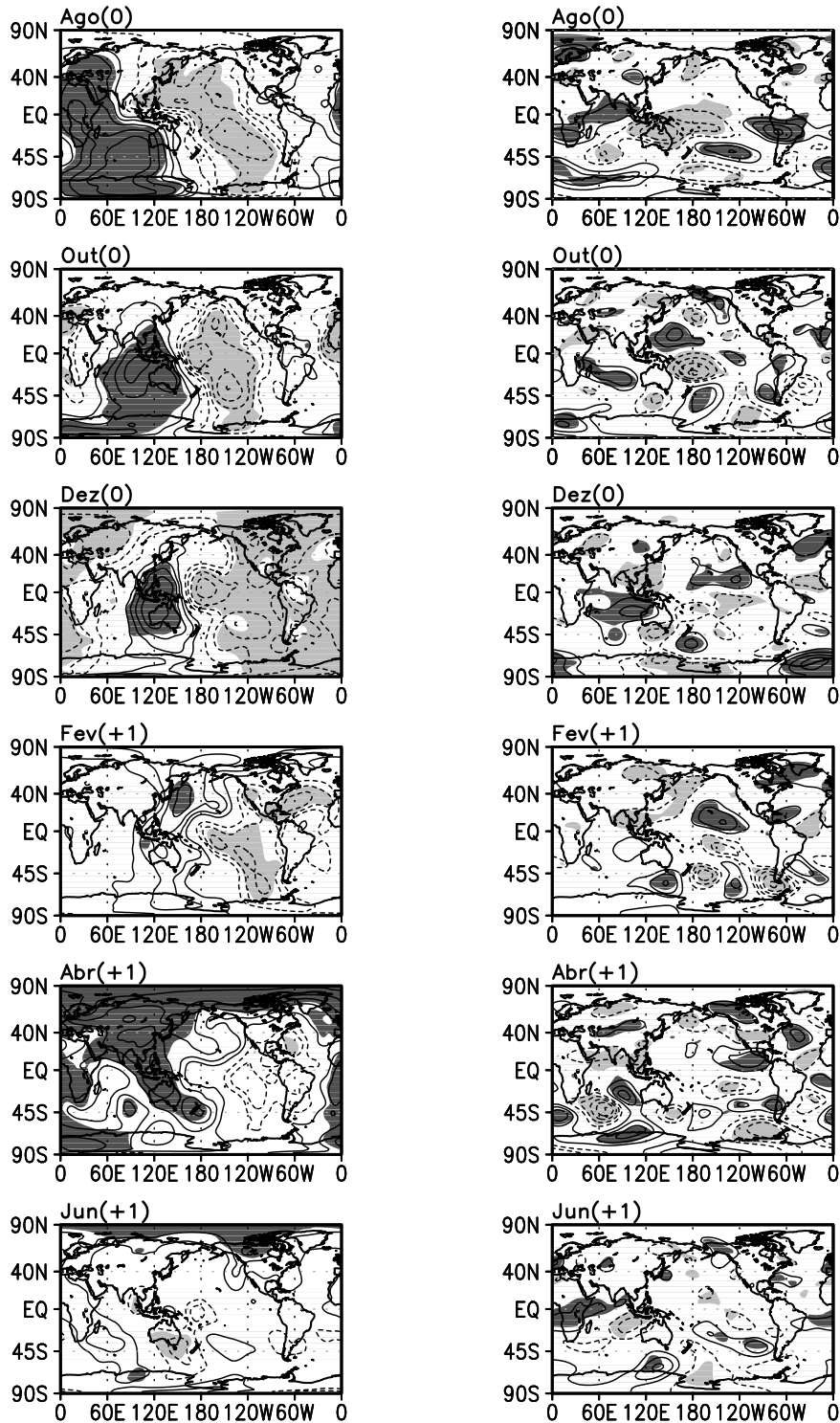


Figura 4.41 - Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de El Niño na quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.4.2 Anos de El Niño na fase fria da OMA

Em Ago(0), observaram-se anomalias negativas de precipitação sobre o norte e positivas nas partes central, leste e nordeste da América do Sul (Figura 4.42). Estas anomalias enfraqueceram em Out(0), dando lugar, em Dez(0), a um dipolo com sinal negativo a norte e positivo a sul de 20°S. De Dez(0) a Abr(+1) foram notórias as reduções nas anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia, e nas anomalias positivas no sul e sudeste da América do Sul.

No oceano Pacífico foi observado o padrão de TSM associado ao El Niño. De Ago(0) a Out(0) este padrão se intensificou e manteve-se forte até Fev(+1) (primeira coluna da Figura 4.43). Ainda no Pacífico, diferentemente dos El Niños da fase quente da OMA, os da fase fria não apresentaram anomalias positivas de TSM de grande extensão latitudinal próximas à costa oeste das Américas, que é um sinal característico da fase quente da ODP. Outra diferença dos El Niño entre as fases da OMA, está na fase dissipativa: os anos de El Niño da fase quente da OMA enfraqueceram no equador; os anos de El Niño da fase fria apresentaram redução gradual das anomalias positivas de TSM de maneira mais homogênea. No Atlântico Norte predominou um padrão de TSM com sinal negativo de Ago(0) a Dez(0).

Na segunda coluna da Figura 4.43, é mostrada as composições de PNM com um padrão de anomalias negativas sobre o Pacífico central e leste e positivas sobre o oceano Índico/Pacífico Oeste e o Atlântico em Ago(0). Este padrão atingiu seu máximo em Dez(0), e reduziu nos meses seguintes. Este comportamento é consistente com as anomalias de TSM associadas ao El Niño, em que a gangorra barométrica entre o leste e o oeste do Pacífico tropical se manifesta como a componente atmosférica do ENOS.

A alteração na circulação de Walker, mostrada indiretamente no campo de ω , apresentou máximos valores de movimento ascendente entre 180° e 120°W aproximadamente, sendo intensa entre Ago(0) e Abr(+1) (Figura 4.44). Este movimento ascendente no Pacífico estimulou a subsidência, em Dez(0) e Fev(+1), no norte da América do Sul. Dessa maneira, pela inibição de convecção, é possível explicar a redução na precipitação nessa área. Ainda, próximo ao equador, os anos de El Niño da fase fria da OMA apresentaram movimentos ascendentes mais intensos no oceano Pacífico e permaneceram intensos por mais meses do que os da fase quente da OMA.

As alterações na circulação de Hadley sobre o Pacífico central e na faixa longitudinal que compreende a América do Sul são mostradas na segunda e terceira colunas da Figura 4.44, respectivamente. Sobre o Pacífico central, a ascensão equatorial associada aos eventos de El Niño causou alteração intensa na circulação de Hadley sobre esta mesma região em Dez(0), forte subsidência foi observada e entre 5°S e 30°S neste mês. Ainda, forte subsidência foi observada entre 5°N e 30°N sobre o Pacífico central em Abr(+1). Movimentos subsidentes (ω positivo) foram observados a norte de 20°S sobre a América do Sul em Dez(0), o que foi condizente com as anomalias negativas de precipitação sobre a região norte da América do Sul e NEB (Figura 4.42). Em Feb(+1), este movimento subsidente se estendeu até aproximadamente 30°S, o que foi acompanhado da redução na precipitação sobre a América do Sul observada de maneira espalhada à norte de 30°S (Figura 4.42).

O comportamento de χ foi consistente com o da PNM. Assim como na composição de PNM, as anomalias negativas de χ se apresentaram na parte central e leste do Pacífico tropical. As anomalias negativas, tanto na PNM quanto no χ , são devidas à intensa convecção que se observou no Pacífico central, como indicam as composições de ω (Figura 4.44).

A segunda coluna da Figura 4.45 mostra as anomalias de ψ em 200 hPa. Nela são notáveis dois dipolos em latitudes tropicais, um no Pacífico central e outro no Atlântico entre Dez(0) e Jun(+1), com centros aproximadamente em 20° em cada hemisfério. Os dois hemisférios próximo ao equador apresentaram circulação anticiclônica no Pacífico e ciclônica no Atlântico. No Hemisfério Sul, foi observado um proeminente padrão PSA em Out(0) e Fev(+1), enquanto que o padrão PNA do Hemisfério Norte não foi observado nesta análise (Figura 4.45).

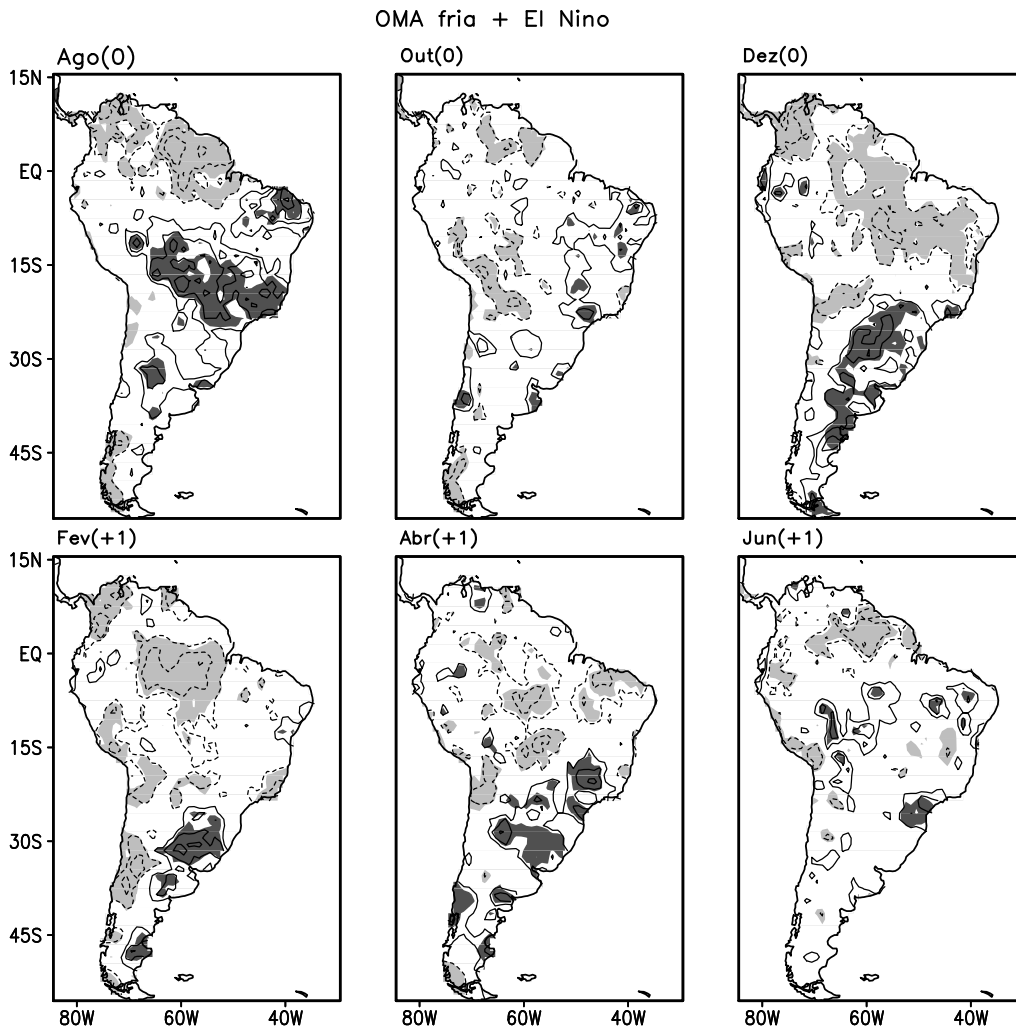


Figura 4.42 - Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA fria + El Niño

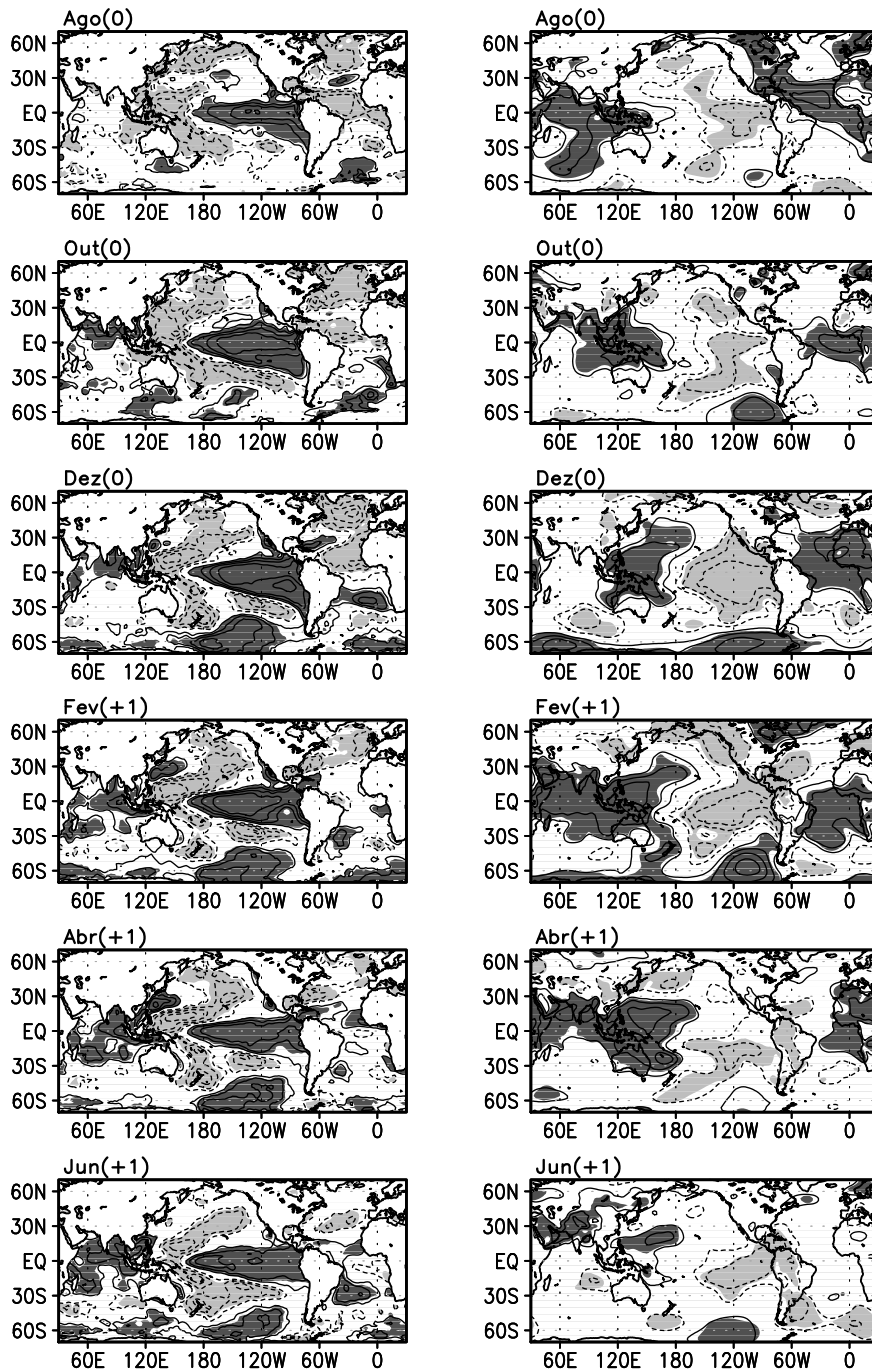


Figura 4.43 - Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

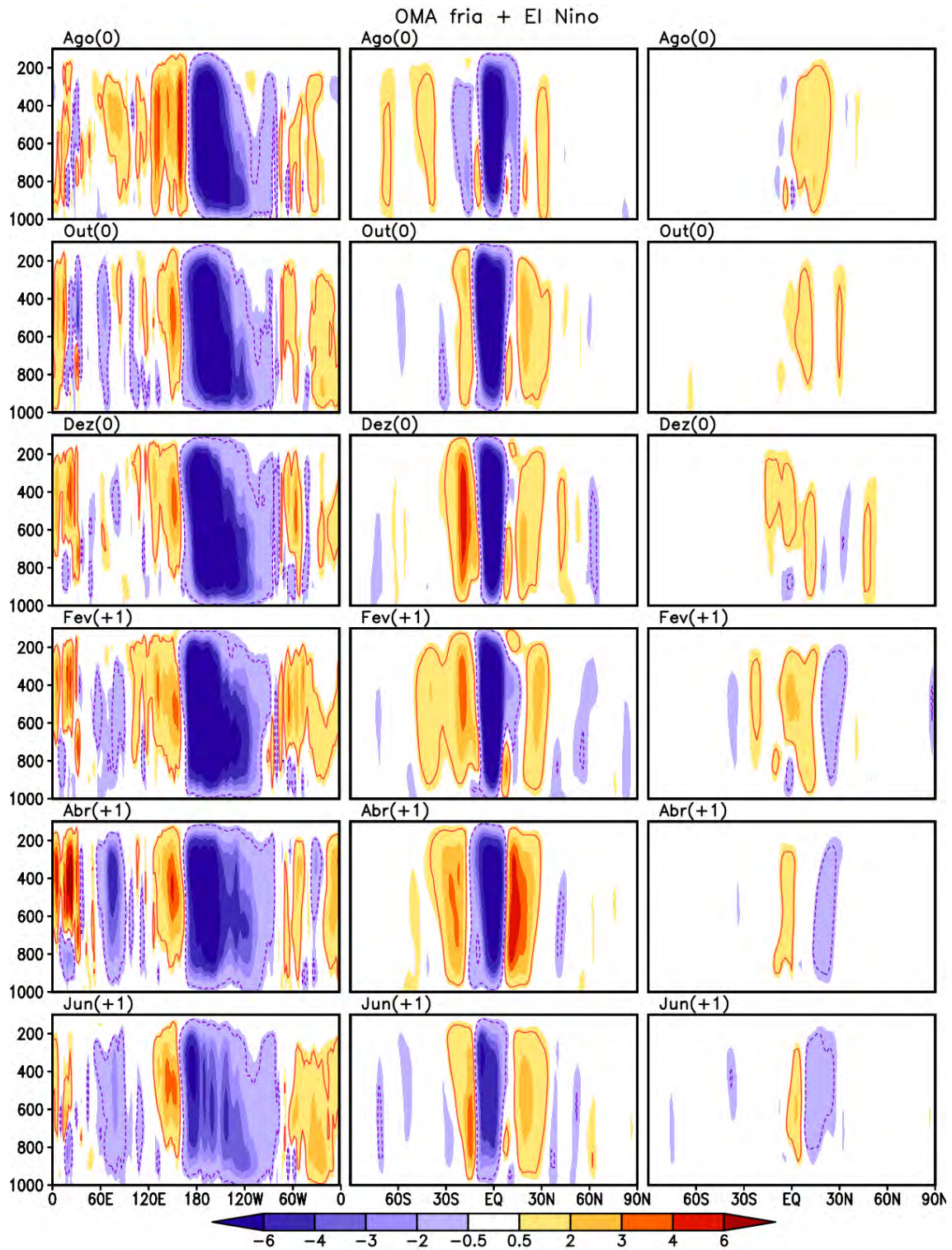


Figura 4.44 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.

OMA fria + El Niño

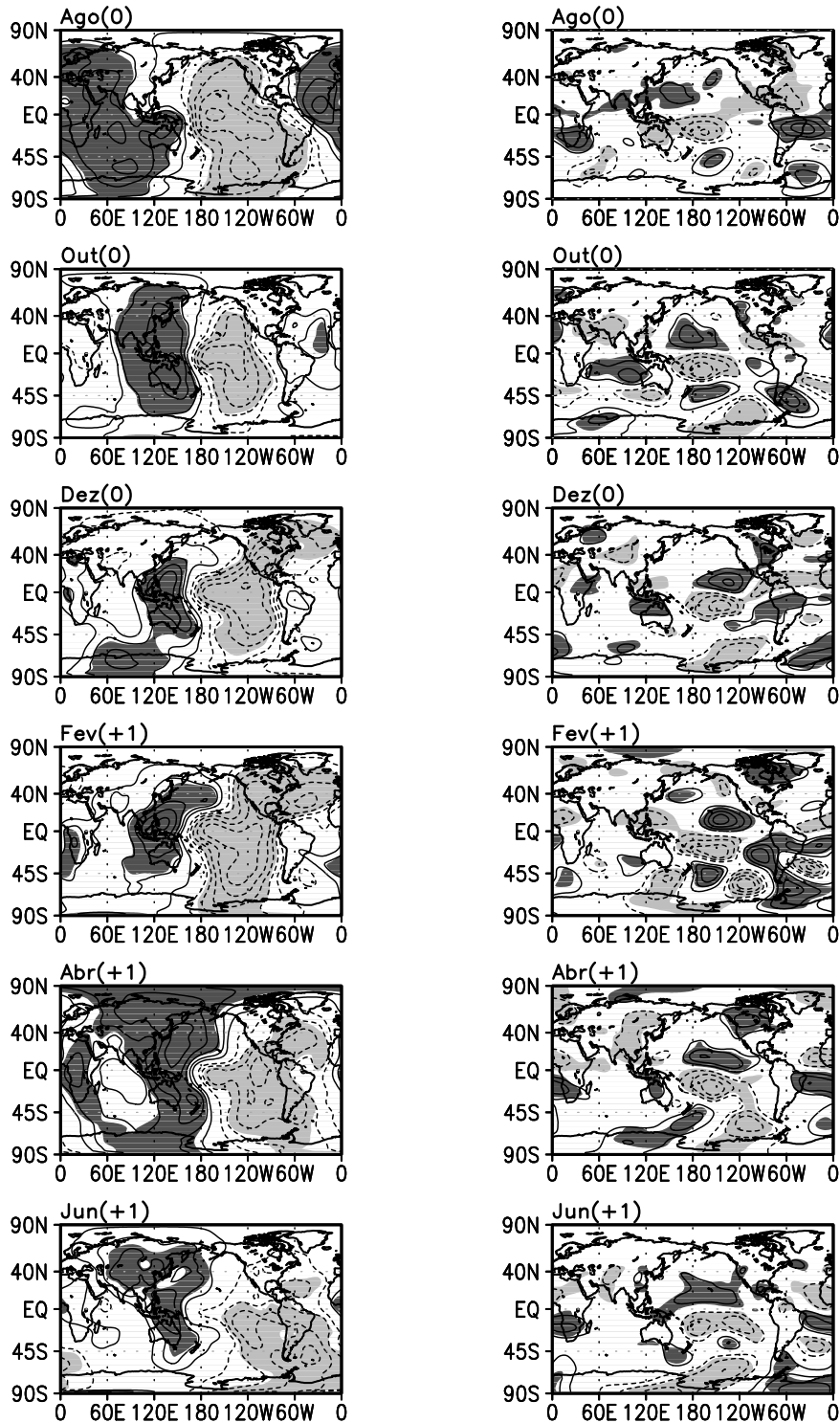


Figura 4.45 - Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de El Niño na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.4.3 Anos de La Niña na fase quente da OMA

Em Ago(0), na região central e sul da América do Sul foi observado uma escassez de precipitação nos anos de La Niña na fase quente da OMA e no norte, excesso (Figura 4.46). Em Dez(0), o padrão de precipitação foi caracterizado por um dipolo, com anomalias positivas no norte e noroeste da América do Sul, e anomalias negativas centradas na região Sul do Brasil. Este padrão permaneceu, porém menos intenso, até Abr(+1), quando as anomalias positivas ocuparam a parte central da América do Sul.

A TSM no oceano Pacífico apresentou um padrão característico de eventos de La Niña, sendo este padrão mais intenso de Ago(0) a Fev(+1). Em Abr(+1) e Jun(+1), o evento La Niña se enfraqueceu e as anomalias perderam intensidade principalmente próximas à faixa equatorial no Pacífico leste (Figura 4.47). No Atlântico Sul, um dipolo foi observado nas anomalias de TSM entre Ago(0) e Out(0), com anomalias positivas próximas ao Equador e negativas na faixa de 15°S a 40°S. Este dipolo, segundo Bombardi e Carvalho (2010), contribui para o aumento da precipitação no NEB e redução na região Sul e Sudeste do Brasil, o que é concordante com o observado nas composições de anomalias de precipitação entre Ago(0) e Out(0).

Mesmo em se tratando da fase quente da OMA, anomalias negativas de TSM surgiram no ATN, isto deveu-se possivelmente aos efeitos da teleconexão características de La Niña canônica. No Atlântico Norte, as anomalias características da fase quente da OMA só se apresentaram no ano(0).

Entre Ago(0) e Fev(+1), observaram-se anomalias positivas de PNM por quase todo Pacífico tropical leste, anomalias negativas significativas sobre o Pacífico oeste, Índico e Atlântico tropical. Este padrão é consistente com os eventos de La Niña.

A primeira coluna da Figura 4.48 mostra as alterações na célula de Walker, com maior subsidência na região equatorial do Pacífico centrada em 180° aproximadamente e movimento ascendente sobre o norte da América do Sul principalmente em Dez(0) e Fev(+1), o que é concordante com as anomalias positivas de precipitação observadas sobre esta região nestes meses (Figura 4.46).

A variação na circulação média de Hadley sobre o Pacífico central (180°W-170°W) é mostrada na segunda coluna da Figura 4.48. Um forte centro de anomalias negativas de ω (ascensão) foi observado em torno de 30°N em Dez(0) e Fev(+1), e em

aproximadamente 15°N em Abr(+1), enquanto que no Hemisfério Sul em 30°S os centros foram menos intensos.

Na terceira coluna da Figura 4.48, é mostrada a variação na circulação média de Hadley entre 70°W e 40°W . Nela são notáveis as intensas anomalias negativas de ω (ascensão) no norte das regiões Norte e NEB, entre Dez(0) e Fev(+1), coincidindo com o mínimo nas anomalias de TSM do Pacífico tropical, e aumento da precipitação no Norte e NEB.

As composições de anomalias de PNM e de χ em 200 hPa são bem consistentes entre si (segunda coluna da Figura 4.47 e primeira coluna da Figura 4.49), e estes com as de TSM nos trópicos. Entre Ago(0) e Dez(0) as anomalias de χ em 200 hPa apresentaram uma estrutura de onda zonal número um, com anomalias positivas sobre oceano Pacífico central e anomalias negativas sobre o Atlântico/América do Sul e Índico/Oceania. As anomalias positivas (negativas) de χ em 200 hPa equivalem à convergência (divergência) do vento, decorrente da forte subsidência (ascensão) observada na Figura 4.48 no Pacífico central (no Atlântico equatorial e América do Sul).

Na segunda coluna da Figura 4.49 são mostradas as composições das anomalias de ψ em 200 hPa. Esta figura apresenta três pares de dipolos em latitudes tropicais entre Dez(0) e Abr(+1), com o primeiro par no Pacífico central (circulações ciclônicas), o segundo no Atlântico equatorial (circulações anticiclônicas) e um terceiro na região da Indonésia (circulações anticiclônicas). Estas circulações estão centradas em 20° de latitude, em ambos os hemisférios. O padrão de onda de Rossby do tipo PSA foi observado em Out(0), Abr(+1) e Jun(+1). O padrão de onda do tipo PNA também foi encontrado em Abr(+1).

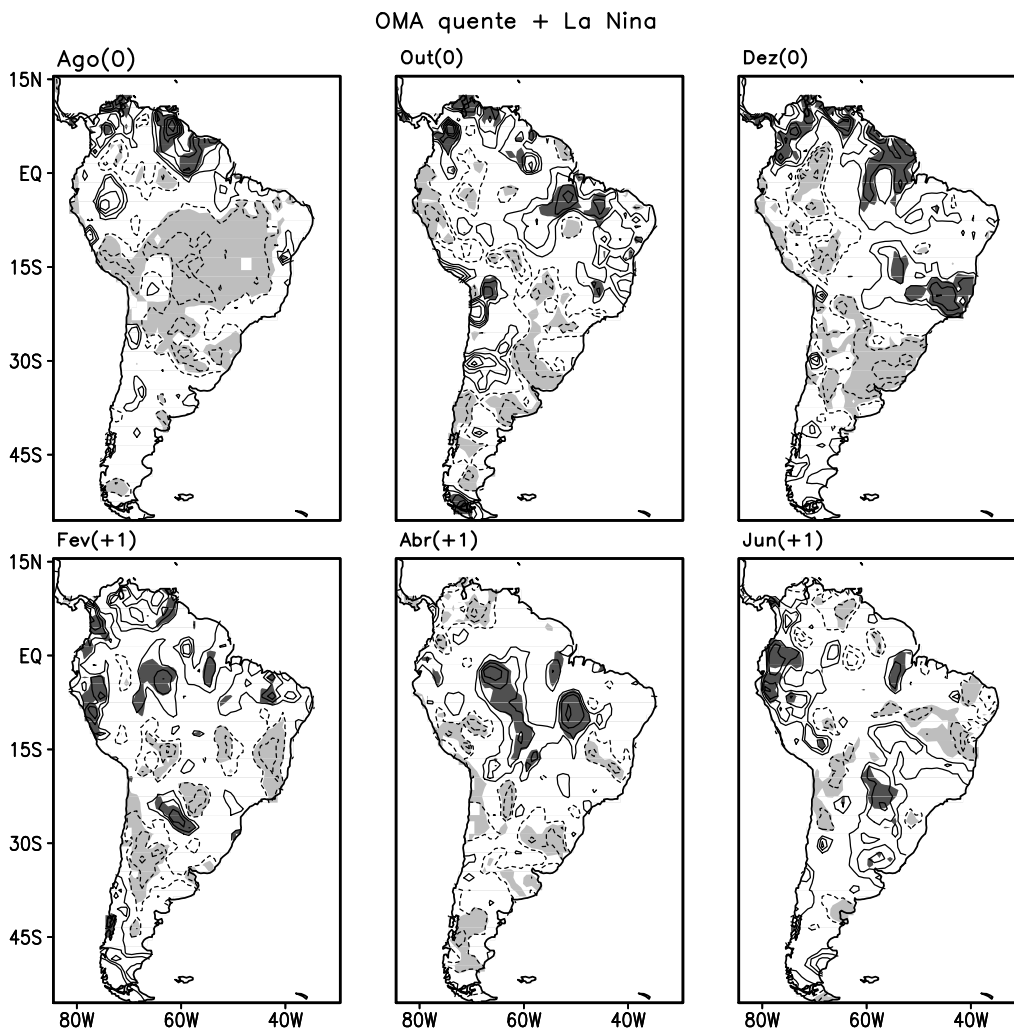


Figura 4.46 - Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA quente + La Niña

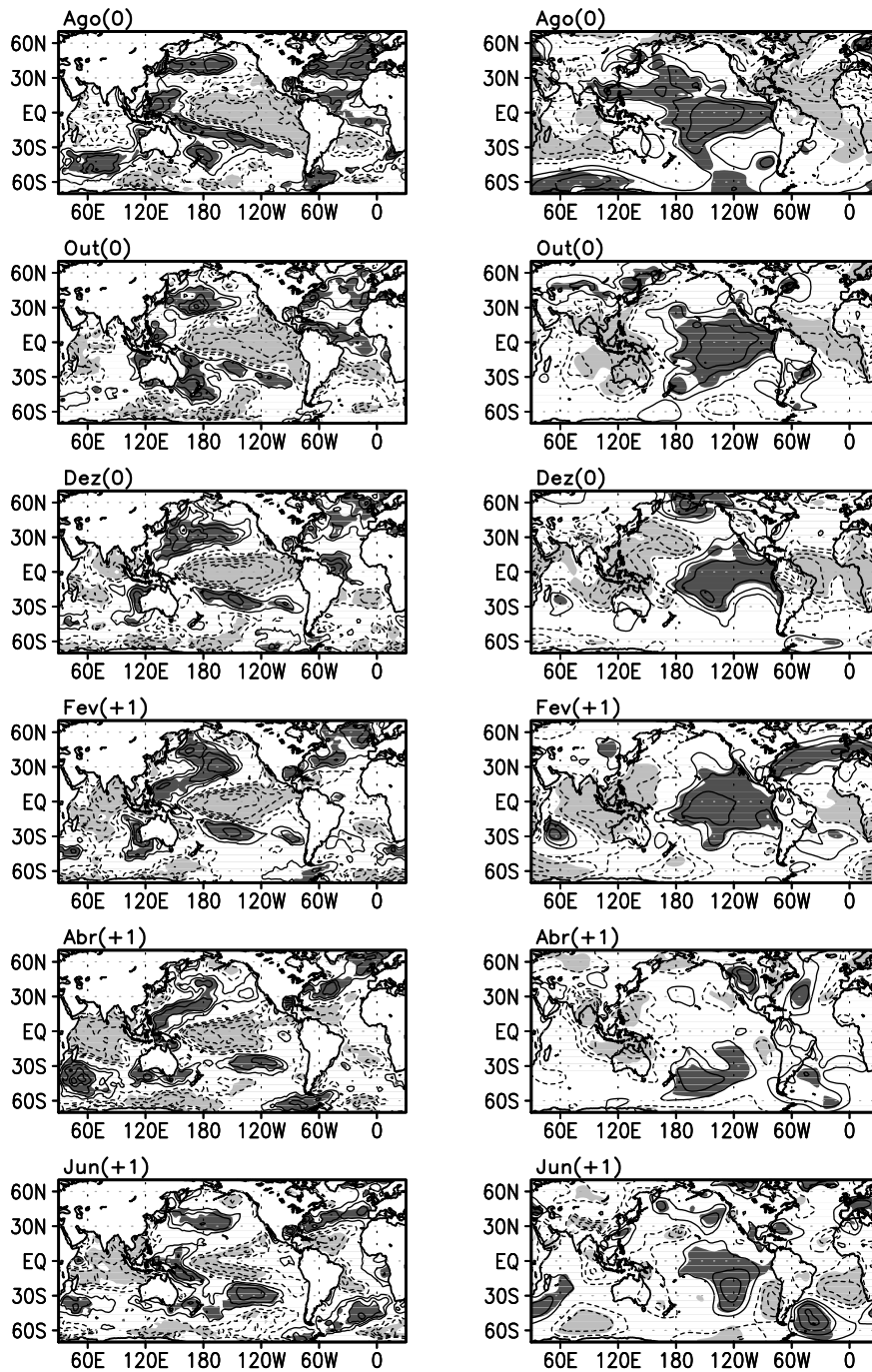


Figura 4.47 - Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

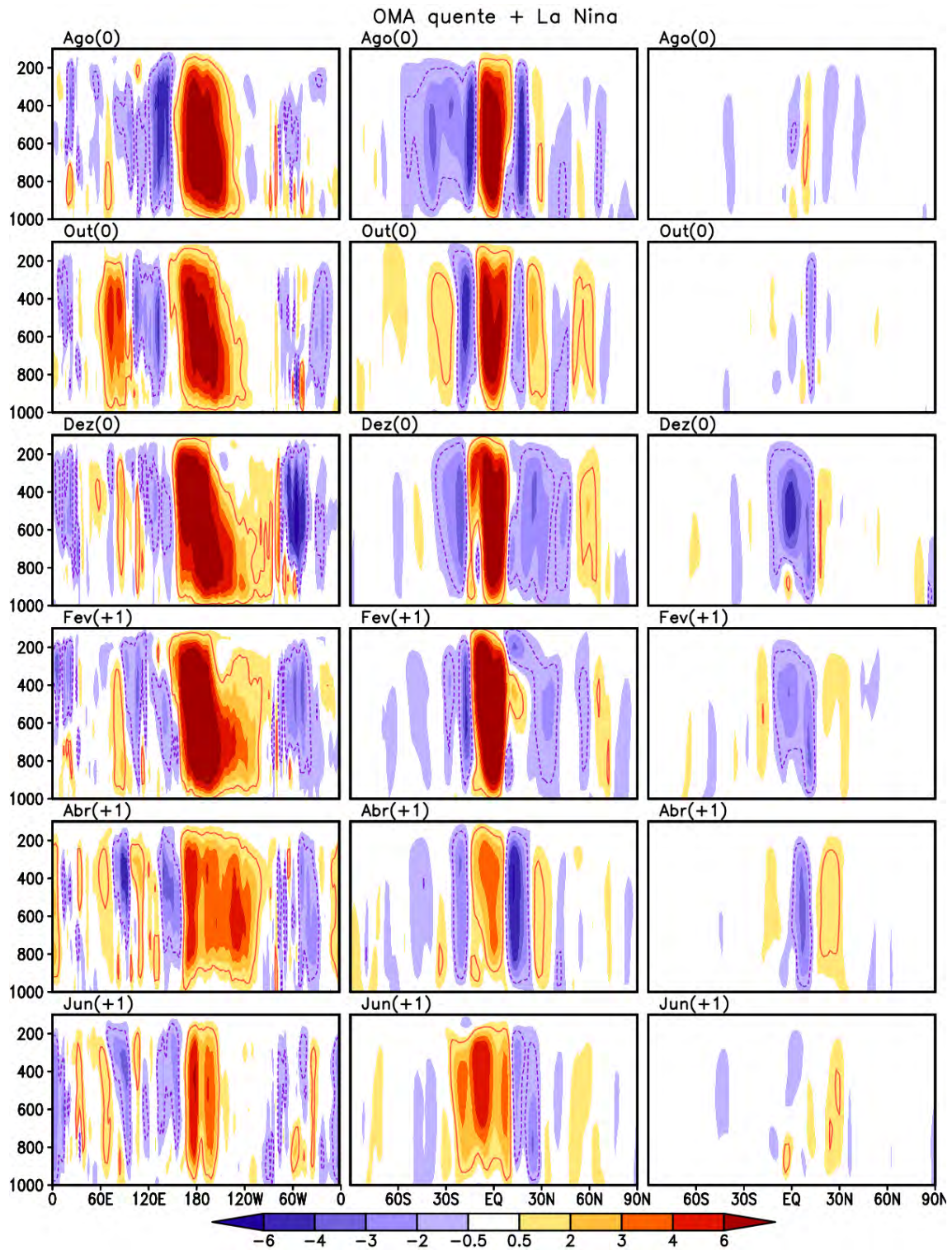


Figura 4.48 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de El Niño na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança de 90%.

OMA quente + La Nina

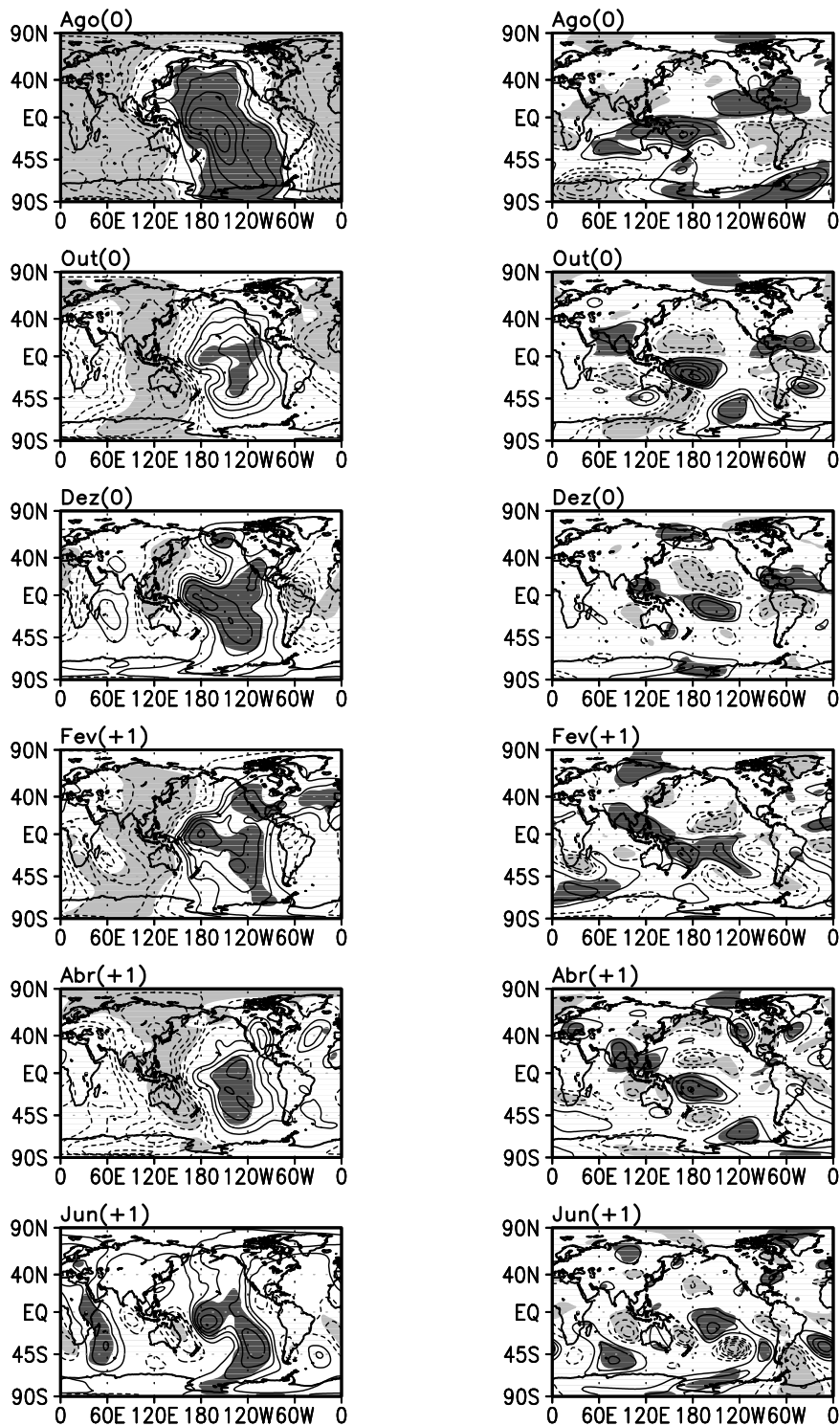


Figura 4.49 - Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 20 hPa em anos de La Niña na fase quente da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.4.4 Anos de La Niña na fase fria da OMA

Em Ago(0) foi observado um aumento na precipitação no norte e redução na região central da América do Sul (Figura 4.50). Em Out(0) as anomalias negativas ficaram mais ao sul (ao sul de 20°) e as anomalias positivas foram observadas em grande parte do NEB, exceto em seu setor norte. Este padrão enfraqueceu em Dez(0) e Fev(+1), e reapareceu em Abr(+1) com anomalias positivas mais a norte sobre o NEB e anomalias negativas mais a sul sobre a Argentina, Uruguai e Chile. Em especial em Dez(0), anomalias negativas de precipitação foram observadas na região semi-árida do NEB que se prolongou até o sudoeste da região Amazônica. Em Jun(+1), anomalias negativas foram notadas em uma grande área da América do Sul, se estendendo pelo sudoeste da floresta Amazônica até o sul da América do Sul.

A Figura 4.51 mostra as composições de anomalias de TSM. Anomalias negativas são notadas no Pacífico tropical central e leste, oceano Índico e Atlântico Norte durante todos os meses analisados. No Pacífico tropical e Pacífico Norte, foi observado o padrão de anomalias de TSM associado aos eventos La Niña e à fase fria da ODP. Ainda, no Atlântico tropical foi observado um dipolo com anomalias positivas no Hemisfério Sul e negativas no Hemisfério Norte em Jun(+1). Dessa forma, as condições tanto do oceano Pacífico quanto do Atlântico (com o gradiente e dipolo tropical de TSM) reforçaram o aumento de precipitação no norte e redução no sul da América do Sul.

As composições de anomalias de PNM são mostradas na Figura 4.51. Áreas extensas no Pacífico tropical central e leste com predomínio de sinal positivo foram notadas. Em contrapartida, no Pacífico oeste foram observadas anomalias negativas, formando assim, a gangorra barométrica típica de anos de La Niña. Este padrão foi intenso nos primeiros meses e não foi observado em Jun(+1).

Na primeira coluna Figura 4.52 são mostradas as composições das anomalias de ω . Intensos movimentos subsidentes (anomalias positivas de ω) foram observados sobre a região central do Pacífico equatorial em Dez(0) e Fev(+1) coincidindo com a fase madura dos eventos de La Niña.

Ao compararmos as alterações na circulação de Walker nas fases da OMA para eventos de La Niña, os da fase quente da OMA apresentaram alterações mais intensas do que os da fase fria. Assim, na fase fria da OMA, a convecção sobre o norte da

América do Sul também foi menos intensa, o que refletiu na precipitação. Na fase madura da La Niña, foi observado um maior aumento de precipitação no norte da América do Sul em Dez(0) na fase quente da OMA.

Este comportamento de redução na convecção no oceano Pacífico comparando as duas fases da OMA, ficou nítido também na alteração da circulação de Hadley, tanto no Pacífico (segunda coluna da Figura 4.52) quanto na América do Sul (terceira coluna da Figura 4.52). Assim, sobre a América do Sul, a alteração da circulação de Hadley foi menos intensa na fase fria da OMA do que na fase quente.

De Ago(0) a Dez(0) o Pacífico central e leste, América do Norte e parte da América do Sul, apresentaram anomalias positivas de χ em 200 hPa (Figura 4.53), o que indica convergência do vento em altos níveis. Anomalias negativas de χ foram observadas no Pacífico oeste, sobre a Ásia e parte do Índico. A partir de Abr(+1), estas anomalias foram migrando para leste e perdendo intensidade. Diferentemente dos anos de La Niña da fase quente da OMA, as anomalias negativas de χ não dominaram grande parte do Atlântico.

A segunda coluna da Figura 4.53 apresenta as anomalias de ψ em 200 hPa. Em latitudes tropicais, no Pacífico central e no Atlântico foram observados um dipolo de anomalias de ψ , sendo o do Pacífico associado à circulação ciclônica nos dois hemisférios, e o do Atlântico relacionado à circulação anticiclônica em altos níveis da troposfera. Ainda, um padrão associado ao PSA foi observado em Abr(+1). No Hemisfério Norte, os centros de anomalias de ψ foram fracos e não formaram padrões de onda nos meses analisados.

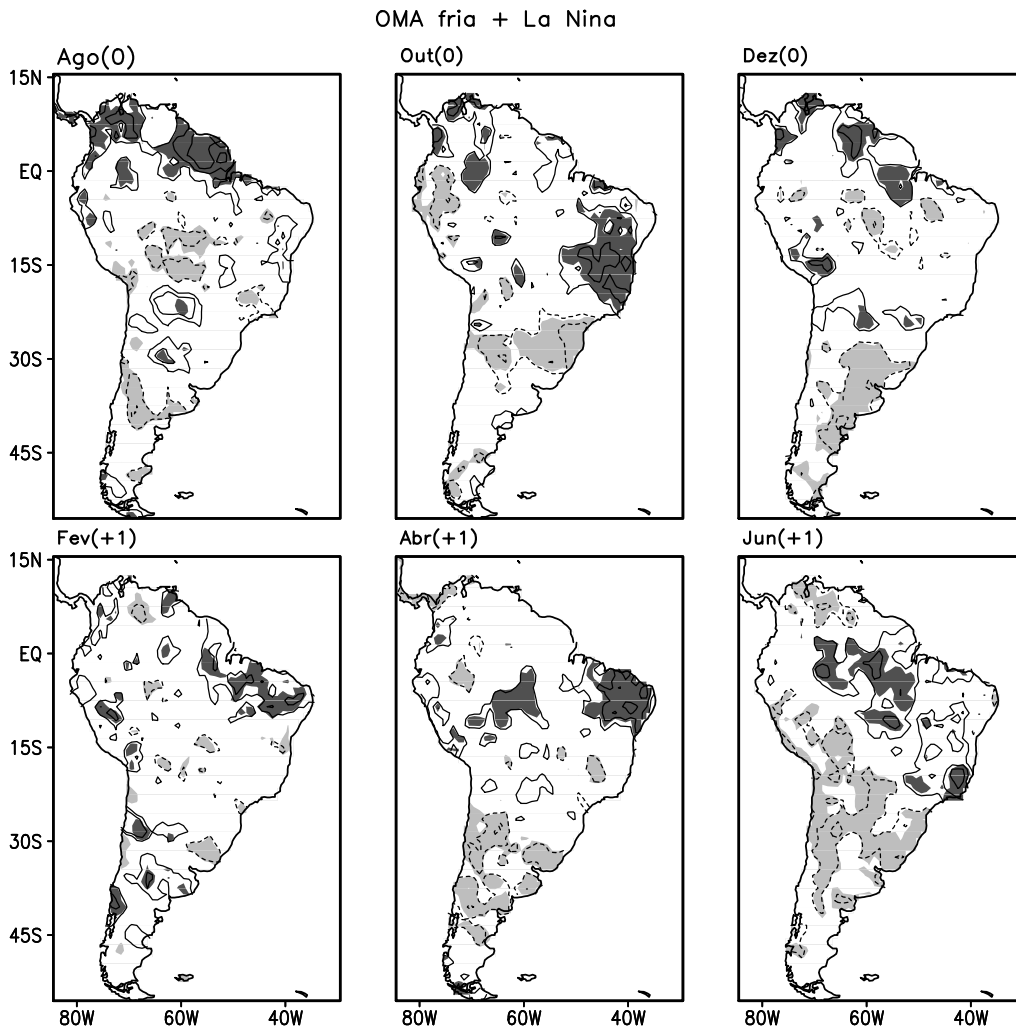


Figura 4.50 - Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

OMA fria + La Niña

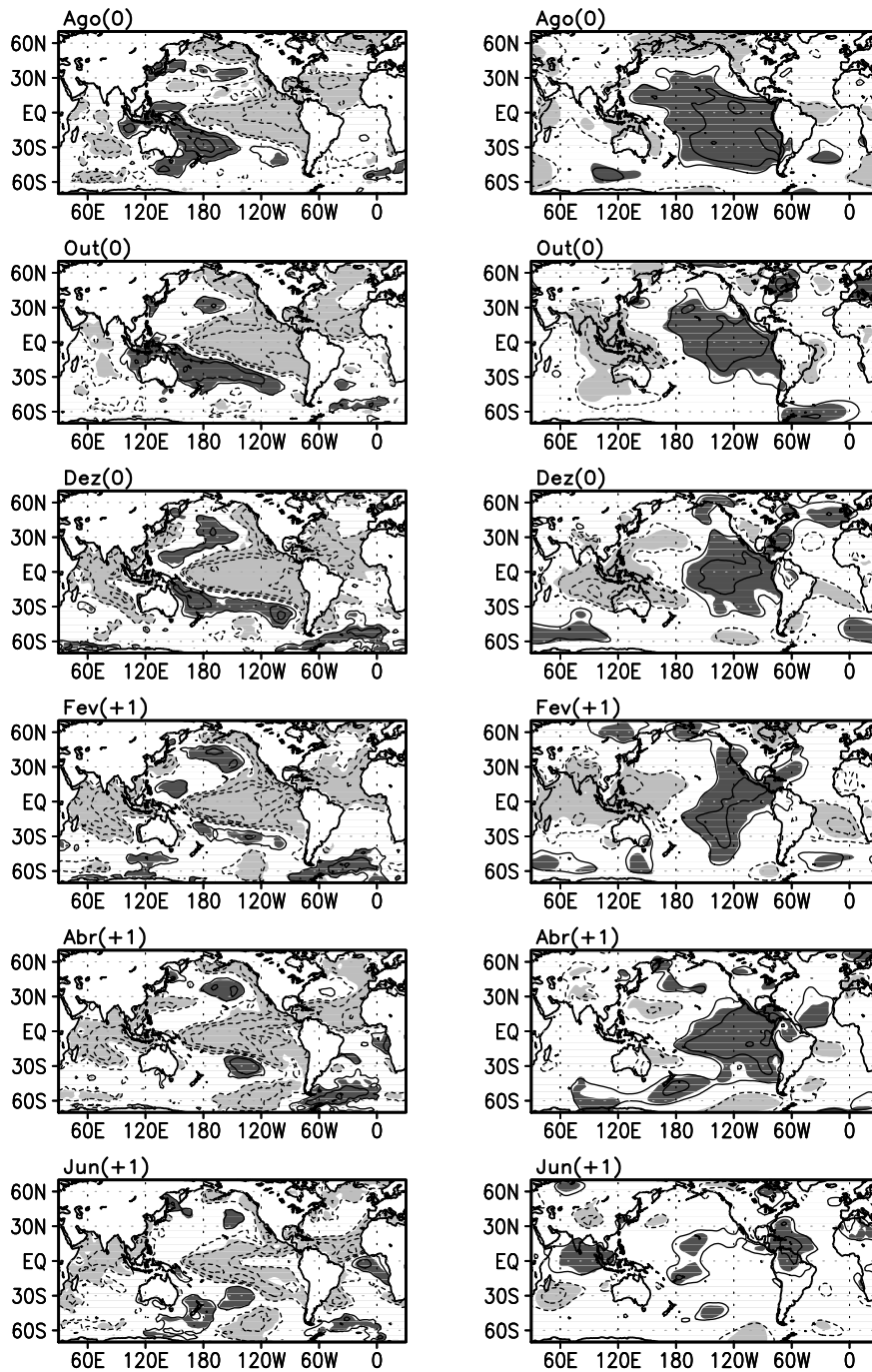


Figura 4.51 - Composições de anomalias de TSM (primeira coluna) e de PNM (segunda coluna) em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

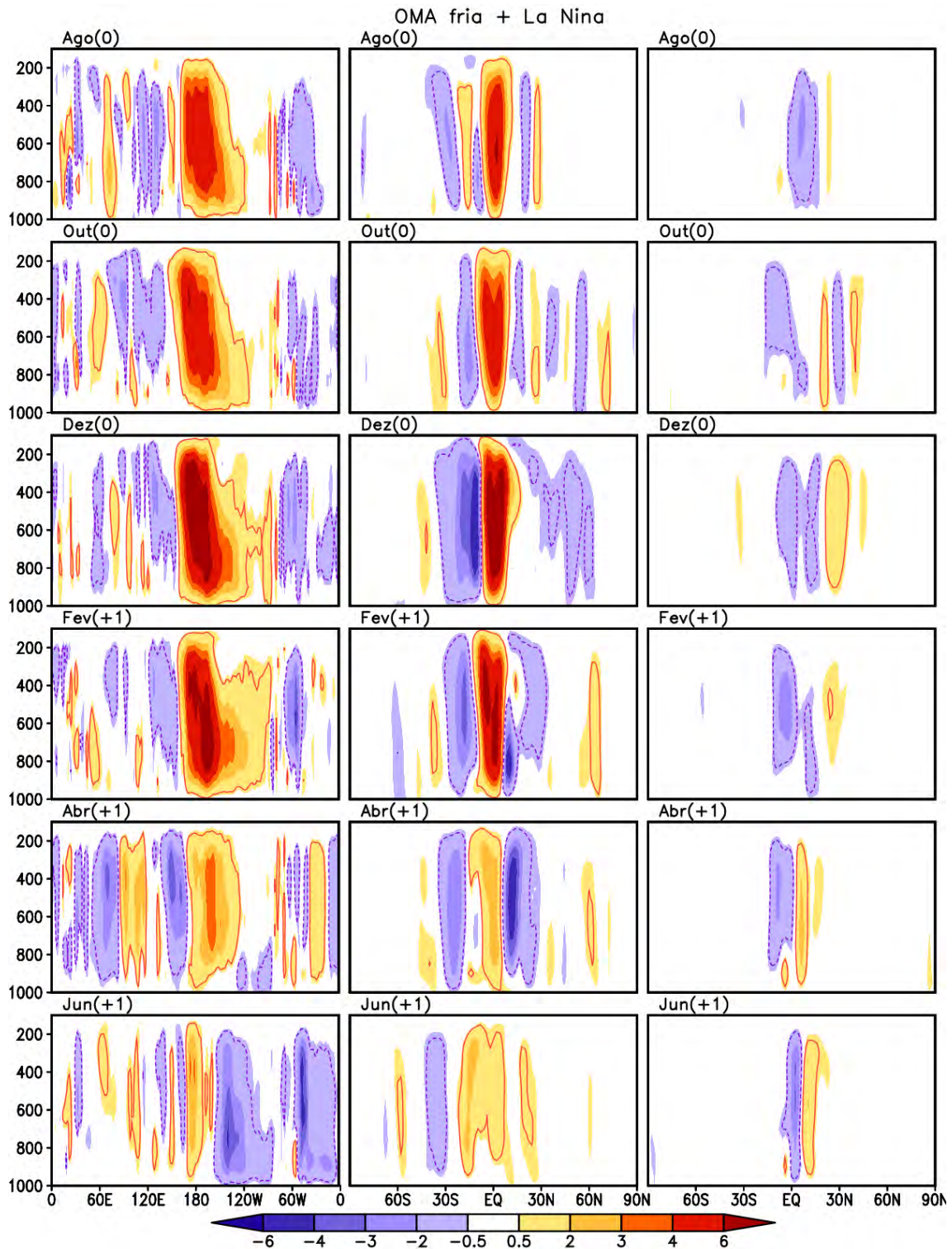


Figura 4.52 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (primeira coluna), 170°W-180° (segunda coluna) e 40°W-70°W (terceira coluna) em anos de La Niña na fase fria da OMA. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.

OMA fria + La Niña

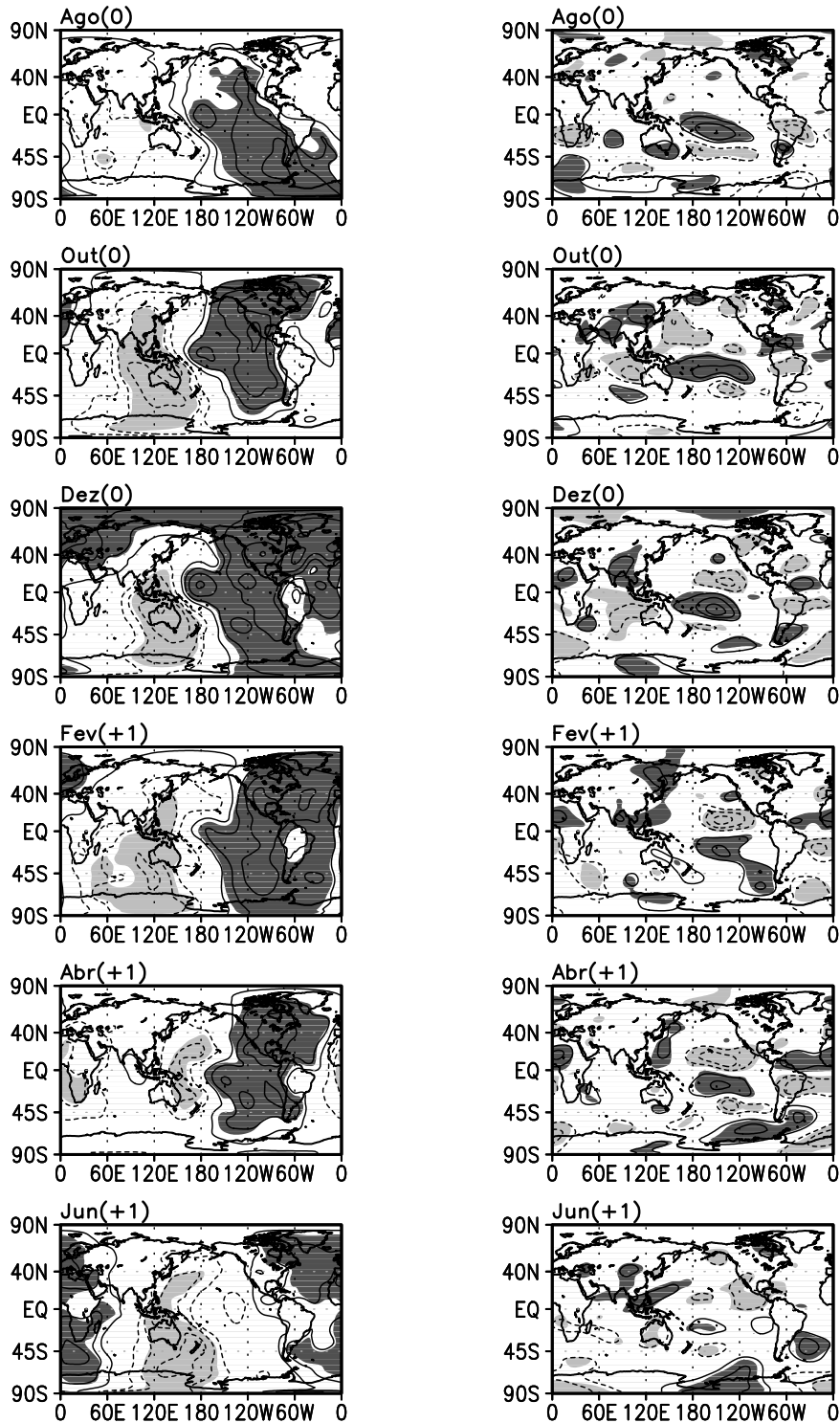


Figura 4.53 - Composições de anomalias de χ (primeira coluna) e de ψ (segunda coluna) em 200 hPa em anos de La Niña na fase fria da OMA. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.4.5 Discussão sobre a relação entre OMA e ENOS

Ao se comparar as circulações de Walker e Hadley (campos de ω), observa-se que nos anos de La Niña da fase quente da OMA, as anomalias são mais intensas que as da fase fria. Para os anos de El Niño, o comportamento é contrário, as maiores anomalias se encontram na fase fria da OMA. Com relação à célula de Walker, provavelmente as maiores (menores) anomalias de ω sobre o Pacífico encontradas nos anos de El Niño (La Niña) da fase fria (quente) da OMA seja devido a presença do GIPA positivo (negativo) nestes anos. Em termos de precipitação sobre a América do Sul, apesar de os padrões serem diferentes, as composições de eventos El Niño ou La Niña nas duas fases da OMA, não apresentaram anomalias de intensidades muito distintas.

No Pacífico Norte, as composições de anomalias de TSM apresentaram nos anos de El Niño (La Niña) da fase quente (fria) da OMA, um padrão similar ao da fase quente (fria) da ODP. Por outro lado, no Pacífico tropical leste, as anomalias de TSM associadas aos eventos de El Niño (La Niña) da fase fria (quente) da OMA não apresentaram grande extensão latitudinal.

Com base nos resultados acima, pode-se afirmar que os eventos ENOS apresentam características diferentes nas duas fases da OMA. Esta questão já havia sido discutida por Dong et al. (2006). Para reforçar essa hipótese, nas Figuras 4.54 e 4.55 são mostrados os diagramas de Hovmoller de anomalias de TSM para anos de El Niño e La Niña, respectivamente. Na fase fria da OMA, os anos de El Niño (La Niña) em média são precedidos de anos de La Niña (El Niño), o que indica uma maior frequência de eventos ENOS e conseqüentemente maior variabilidade interanual. Isto é concordante com o mostrado na Tabela 4.4, em que o número de eventos ENOS é de 45% para a fase fria da OMA e de 33% para a fase quente. A Figura 4.56 mostra a ondaleta do índice Niño-3. Na fase fria da OMA, foi observado um aumento na variância local de ondaleta de oscilações entre 2 e 8 anos, e uma redução de variância local de ondaleta de oscilações entre 2 e 8 anos na fase quente da OMA. Na Figura 4.57 é mostrado o índice do Niño-3, estando o mesmo superposto à sua variância móvel de 10 anos. A variância móvel dessa série apresentou amortecimento na fase quente da OMA, que nessa figura é representada como uma diminuição da área preenchida em verde. Todos estes indícios reforçam a relação entre OMA e ENOS.

Além disso, no diagrama de Hovmoller das anomalias de TSM médias entre 4°N

e 4°S para anos de El Niño (Figura 4.54), é notável que na fase quente da OMA, as anomalias atingiram 1,5 desvios padrão no extremo leste do oceano Pacífico, enquanto que na fase fria estas ficaram em torno de 1,2 desvios padrão entre 160°W e a costa oeste Sul-Americana. No Diagrama de Hovmoller para os anos de La Niña, na fase quente da OMA as anomalias ultrapassaram -1,2 desvios padrão entre 160E°-100°W, e na fase fria da OMA as anomalias atingiram apenas pouco mais de 0,9 desvios padrão entre 170°E-80°W. Dessa forma, as anomalias de TSM atingem valores absolutos maiores nos eventos ENOS que ocorreram na fase quente da OMA. Assim, a OMA possivelmente influencia as condições climáticas na América do Sul de forma direta e indireta via mudança no comportamento do ENOS.

Como discutido anteriormente na seção 4.2, a relação entre OMA e ENOS passa primeiramente pela relação entre o oceano Atlântico e Pacífico no Hemisfério Norte. O primeiro modo da FOE da TSM do Atlântico Norte (OMA, Figura 4.6) aparentou estar relacionado ao segundo modo da FOE da TSM do Pacífico Norte. Portanto, uma explicação da relação OMA-ENOS que abrange o Pacífico Norte é mais plausível. Dessa maneira, podem ser sugeridas quatro hipóteses: na primeira, a OMA e o segundo modo de TSM do Pacífico Norte terem origem em um fator externo, como por exemplo a dinâmica de formação de gelo marinho na região polar norte, e o Pacífico Norte influencia os eventos ENOS; na segunda, a OMA causa alterações no Pacífico Norte e este no ENOS; na terceira, o Pacífico Norte influencia o Atlântico Norte (OMA) e também o ENOS; e na última, o ENOS (ou suas variações multidecenais) causam alterações multidecenais no Pacífico Norte e estas influenciam o Atlântico Norte.

Um fator relevante que sustenta a terceira e a quarta hipótese é apresentado na Figura 4.22b. Nela é mostrada a CP02 do Pacífico Norte e o índice da OMA filtrados para a escala temporal de 30 a 90 anos com a técnica de ondaletas. A CP02 antecede à OMA em 4 anos, sendo a correlação entre ambas é de 0,92, que é significativa ao nível de confiança de 95% a partir do teste de Monte Carlo.

Com relação à terceira e quarta hipóteses, uma questão que surge é: por que a OMA estaria relacionada com o segundo modo de variabilidade de TSM do Pacífico Norte e não com o primeiro modo? Nas Figuras 4.58a e 4.58b é mostrada a componente não-linear do ENOS na fase fria e quente da OMA, respectivamente. Nessas figuras foi observado, principalmente no ano (0), o padrão de TSM associado ao segundo modo de variabilidade de TSM do Pacífico Norte e o padrão da OMA no Atlântico Norte.

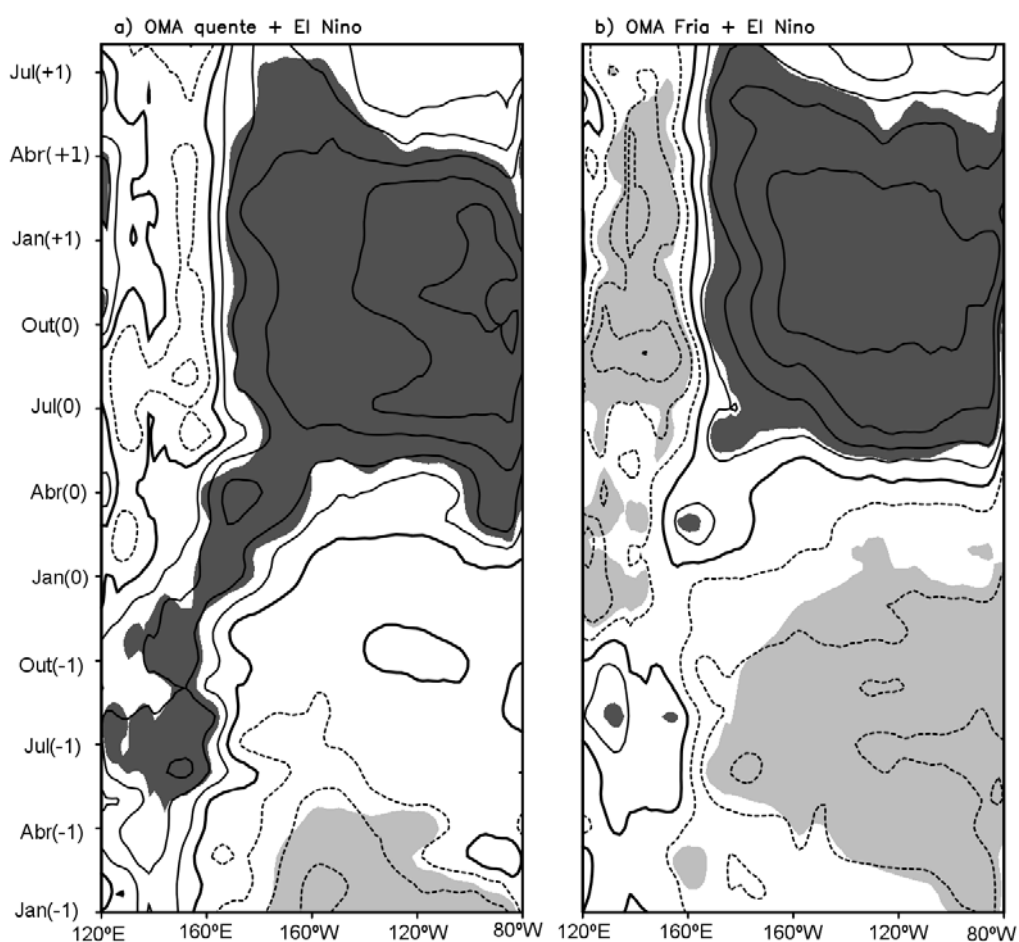


Figura 4.54 - Diagrama Hovmoller de anomalias TSM média entre 4°S-4°N para anos de El Niño nas duas fases da OMA. O contorno é 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student. O ano de início do evento ENOS é o ano(0), o ano anterior e o ano posterior são o ano(-1) e o ano(+1), respectivamente. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas).

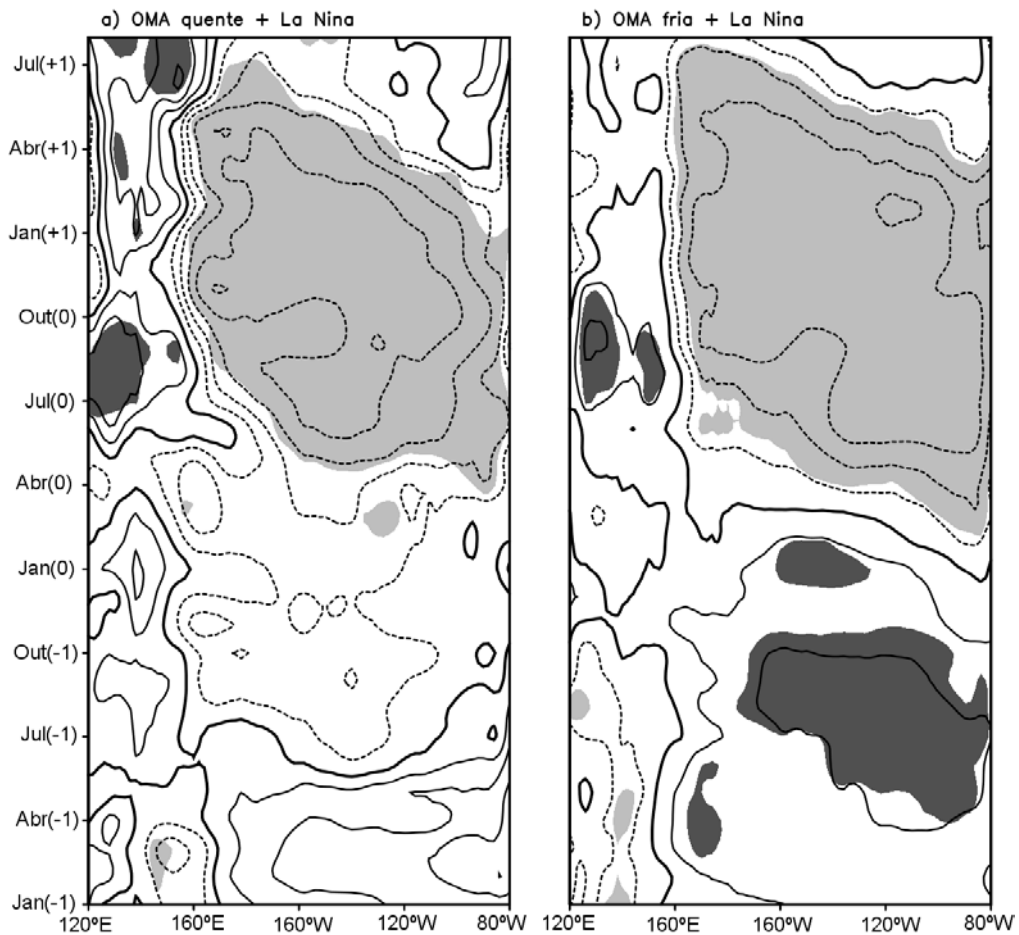


Figura 4.55 - Diagrama Hovmoller da TSM média entre 4°S-4°N para anos de La Niña nas duas fases da OMA. O contorno é 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student. O ano de início do evento ENOS é o ano(0), o ano anterior e o ano posterior são o ano(-1) e o ano(+1), respectivamente. As linhas contínuas (tracejadas) são positivas (negativas).

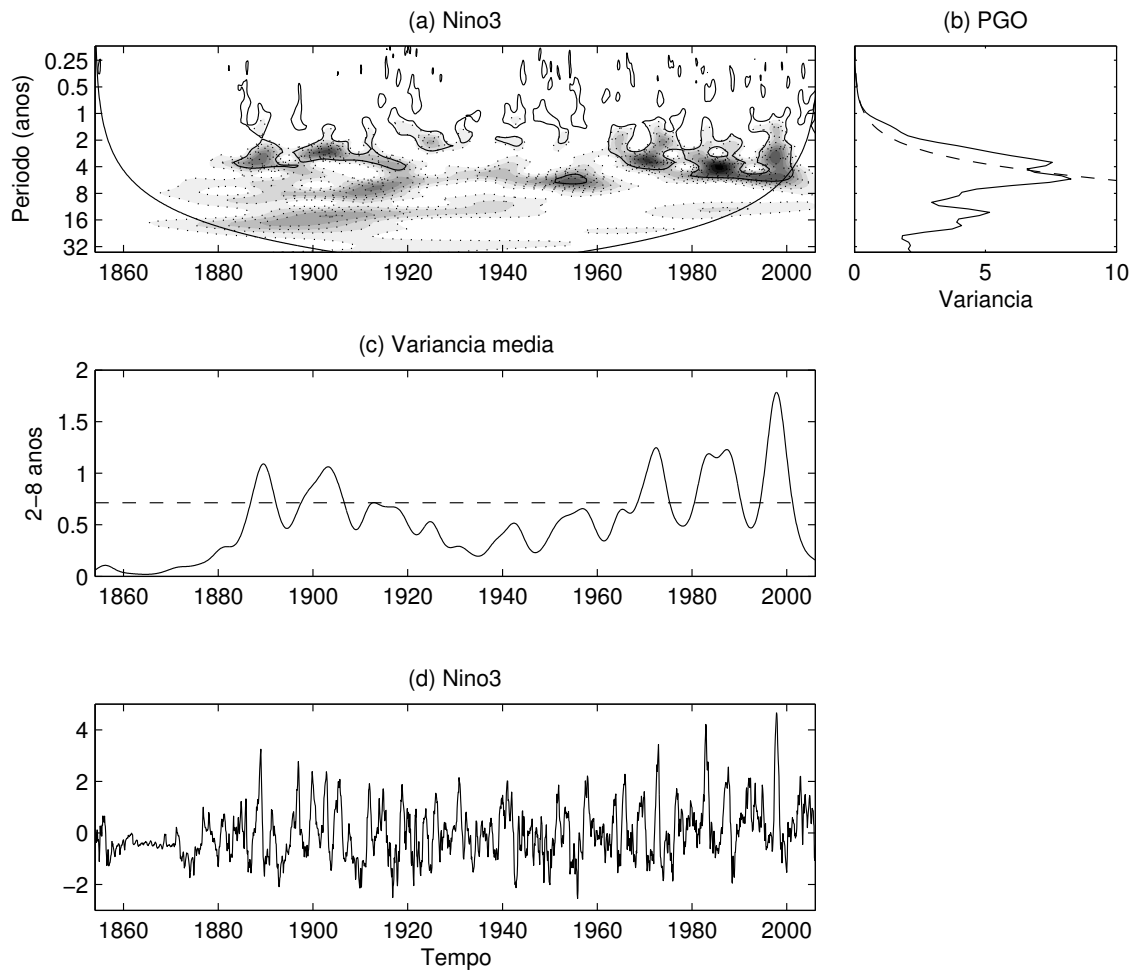


Figura 4.56 - (a) Espectro de potência local de ondaleta do índice Niño3 para o período de 1854-2006.; (b) PGO de índice Niño3 (em unidade de variância); (c) Variância média do índice Niño3 para 2-8 anos; e (d) Índice Niño3. O contorno hachurado vai de 5 a 65 com intervalo de 5; contornos contínuos englobam variâncias significativas ao nível de confiança de 95%; a curva em U é o cone de influência. Em (b), à direita da linha pontilhada estão valores significativos ao nível de 5% obtida do espectro de ruído vermelho.

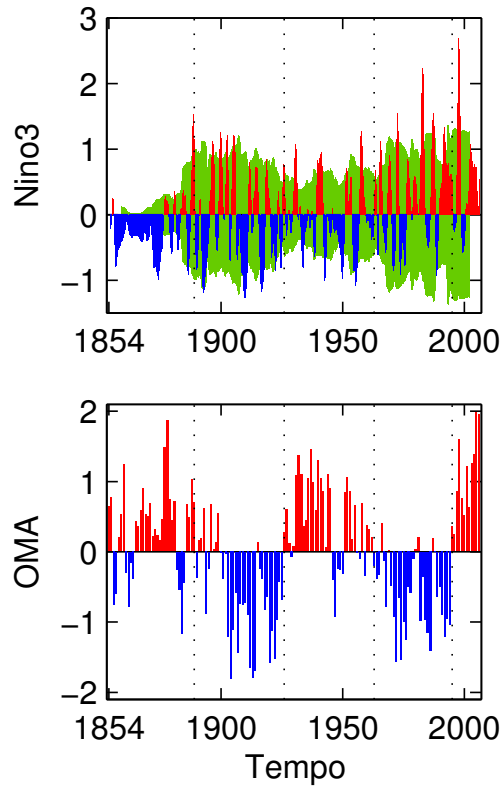


Figura 4.57 - Variância móvel de 121 meses do índice Niño3 para o período de 1854-2006.

Isto sugere que este segundo modo, e possivelmente a OMA, surgem da componente não-linear dos eventos El Niño e La Niña (El Niño mais La Niña). Por outro lado, para uma dada fase da OMA como mostrado na Figura 4.59, o padrão da ODP surge da componente linear do ENOS (El Niño menos La Niña). Nesta figura, o padrão associado à OMA não foi observado na TSM do Atlântico Norte. Este resultado é concordante com o resultado discutido na seção 4.2, no qual a ODP possivelmente é um modo derivado do ENOS e do terceiro modo de variabilidade de TSM do Pacífico tropical.

Os resultados do presente trabalho sugerem que a ODP não tem impacto sobre o Atlântico tal como o segundo modo do Pacífico Norte. E ainda, a OMA sendo precedida por oscilações de escala similar no Pacífico Norte, também perde sua importância de preditor climático. Além disso, vários trabalhos sugeriram que a OMA está relacionada à circulação termo-halina do Atlântico (DELWORTH et al., 1993; WEAVER et al., 1993; DELWORTH; MANN, 2000; KNIGHT et al., 2005), bem como outros tentaram relacionar OMA e a ODP (D'ORGEVILLE; PELTIER, 2007). Contudo,

a relação entre ambos os fatores e a OMA ainda necessita ser estudada em detalhe.

El Niño + La Niña

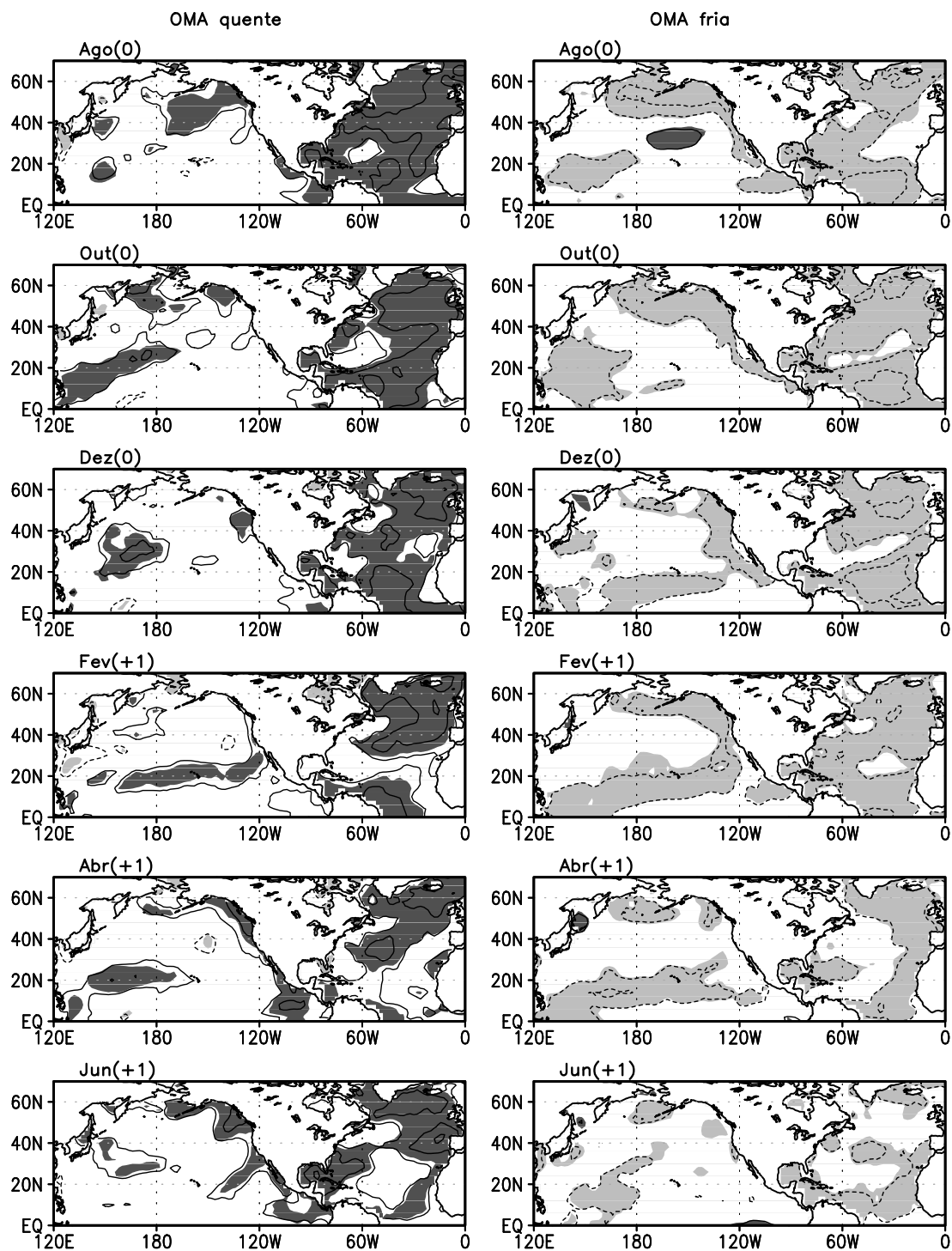


Figura 4.58 - Soma das anomalias de TSM nos anos de El Niño e La Niña para a fase quente (coluna à esquerda) e a fase fria da OMA (coluna à direita). O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

El Niño – La Niña

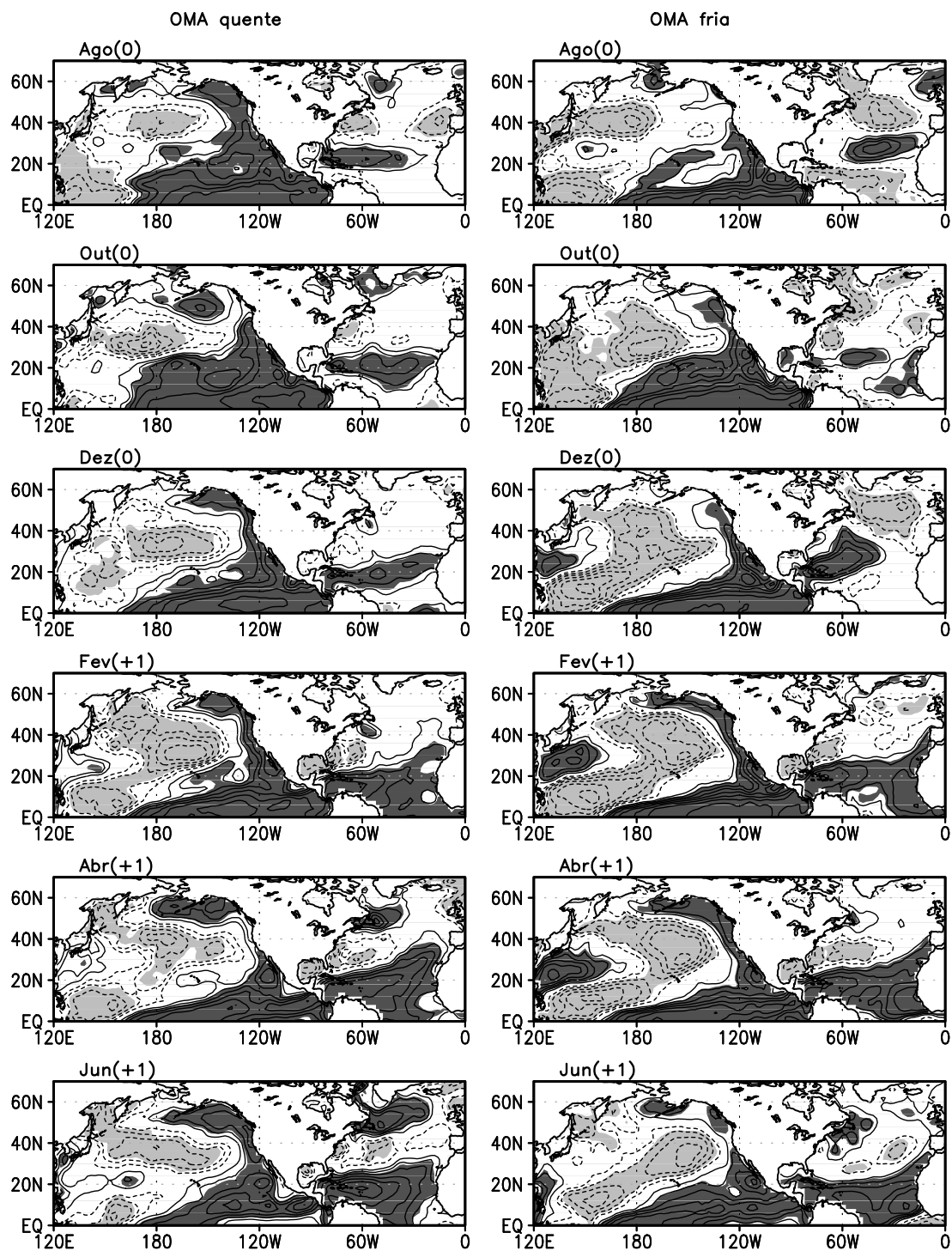


Figura 4.59 - Diferença entre os anos de El Niño e La Niña para a fase quente (coluna à esquerda) e a fase fria da OMA (coluna à direita). O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.5 Efeitos da ODP e ENSO na precipitação da América do Sul

4.5.1 Classificação das fases da ODP

As fases da ODP foram definidas na seção 3.2.1. Assim, a fase quente da ODP compreendeu os períodos de 1901-1908, 1926-1941 e 1977-1997, e a fase fria, os períodos de 1916-1924 e 1949-1975.

A Tabela 4.5 mostra os anos em que ocorreram eventos El Niño e La Niña, estratificados nas fases da ODP, entre 1901 e 2006. O ano de início do evento ENOS foi chamado (0) e o ano seguinte, (+1).

Dos 106 anos analisados, 45 anos estiveram na fase quente da ODP, 36 anos na fase fria. Uma quantidade igual de extremos do ENOS ocorreram nas duas fases da ODP (Tabela 4.5).

Tabela 4.5 - Anos de início dos extremos do ENOS estratificados nas fases da ODP.

	ODP quente	ODP fria
El Niño	1902, 1904, 1930, 1939, 1940, 1982, 1986, 1991 (8)	1918, 1951, 1957, 1963, 1965, 1968, 1972 (7)
La Niña	1903, 1906, 1908, 1933, 1938, 1984, 1988 (7)	1920, 1922, 1949, 1955, 1964, 1967, 1970, 1973 (8)

4.5.2 Anos de El Niño na fase quente da ODP

Nos anos de El Niño da fase quente da ODP, foi observada uma redução significativa de precipitação na maior parte da América do Sul ao norte de 15°S de Dez(0) a Jun(+1) (Figura 4.60). Por outro lado, grande parte da região sul da América do Sul (região Sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai) apresentou um aumento na precipitação em Dez(0) e Abr(+1).

A Figura 4.61 apresenta as composições de anomalias de TSM na primeira coluna. Nota-se o padrão de TSM associado ao El Niño e à fase quente da ODP. Para as presentes composições, os anos de ENOS positivo na fase quente da ODP, a superposição é construtiva, de forma que foram observadas extensas áreas com anomalias positivas significativas no Pacífico tropical em todos os meses analisados, e uma

região com anomalias negativas no centro do Pacífico Norte a partir de Dez(0).

Na segunda coluna da Figura 4.61 são mostradas as composições de anomalias de PNM. O sinal forte dos eventos El Niño observado na TSM foi também notado na PNM. Duas regiões se destacaram, uma com anomalias negativas significativas sobre o Pacífico tropical central e leste em todos os meses analisados, e outra com anomalias positivas significativas sobre o Pacífico tropical oeste, Índico e Atlântico tropical entre Dez(0) e Abr(+1). Essa gangorra barométrica observada no Pacífico tropical é típica de anos de El Niño.

Os perfis verticais das anomalias de ω mostrados na Figura 4.62, sugerem que ocorreram alterações marcantes na Célula de Walker entre Out(0) e Fev(+1). Similarmente à TSM, os maiores valores absolutos de anomalias de ω foram observados em Fev(+1) (primeira coluna da Figura 4.62). As anomalias negativas de ω (movimento ascendente) no Pacífico central ocorreram em resposta ao aquecimento das águas superficiais desta região. As alterações na célula de Walker são também notáveis sobre o norte e nordeste da América do Sul onde ocorreram anomalias positivas de ω , o que ocasionou subsidência e/ou inibição da convecção, e em consequência redução na precipitação nesta área.

Alterações foram também registradas na célula de Hadley sobre o Pacífico central (170°W-180°) e na faixa meridional que engloba a América do Sul (40°W-70°W) (segunda e terceira colunas da Figura 4.62, respectivamente). No Pacífico central, movimentos ascendentes ocorreram próximos ao Equador e subsidência, entre 5°-30°N e 5°-30°S, principalmente entre Dez(0) e Abr(+1). Na faixa meridional que engloba a América do Sul, valores positivos de anomalias de ω foram observados entre 20°S e 20°N. Isto indica que houve ausência de convecção nesta região, principalmente em Fev(+1).

A Figura 4.63 mostra as composições de χ e ψ , ambos em 200 hPa. O padrão de onda zonal número um foi observado nas anomalias de χ nos meses analisados, em particular a partir de Dez(0), quando anomalias negativas foram observadas no setor centro-leste do oceano Pacífico e anomalias positivas sobre a região da Indonésia, oceano Índico e a África. Anomalias negativas de χ estão associadas à divergência do vento em altos níveis, em resposta à convecção observada no Pacífico devido ao El Niño. Um par anticiclônico em altos níveis no Pacífico tropical e um par ciclônico sobre o Atlântico tropical foram observados nas composição de ψ entre Dez(0) e

Abr(+1). Este comportamento está associado a episódios de El Niño, tanto que, as maiores anomalias de ψ sobre a região tropical do Pacífico e Atlântico coincidiram com os máximos de TSM (Figura 4.61). O padrão de ondas de Rossby do tipo PNA foi observado em Abr(+1), mas o PSA não surgiu em nenhum dos meses analisados.

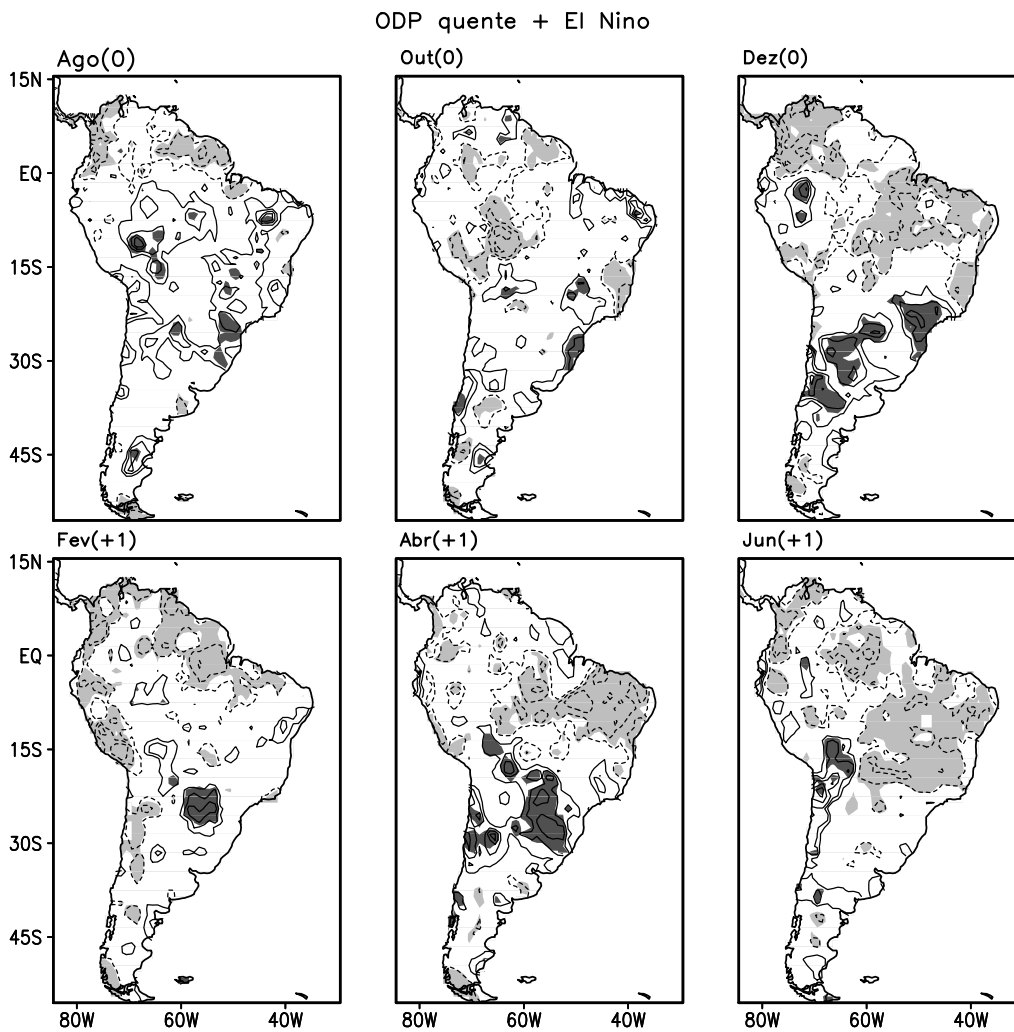


Figura 4.60 - Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na quente fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

ODP quente + El Niño

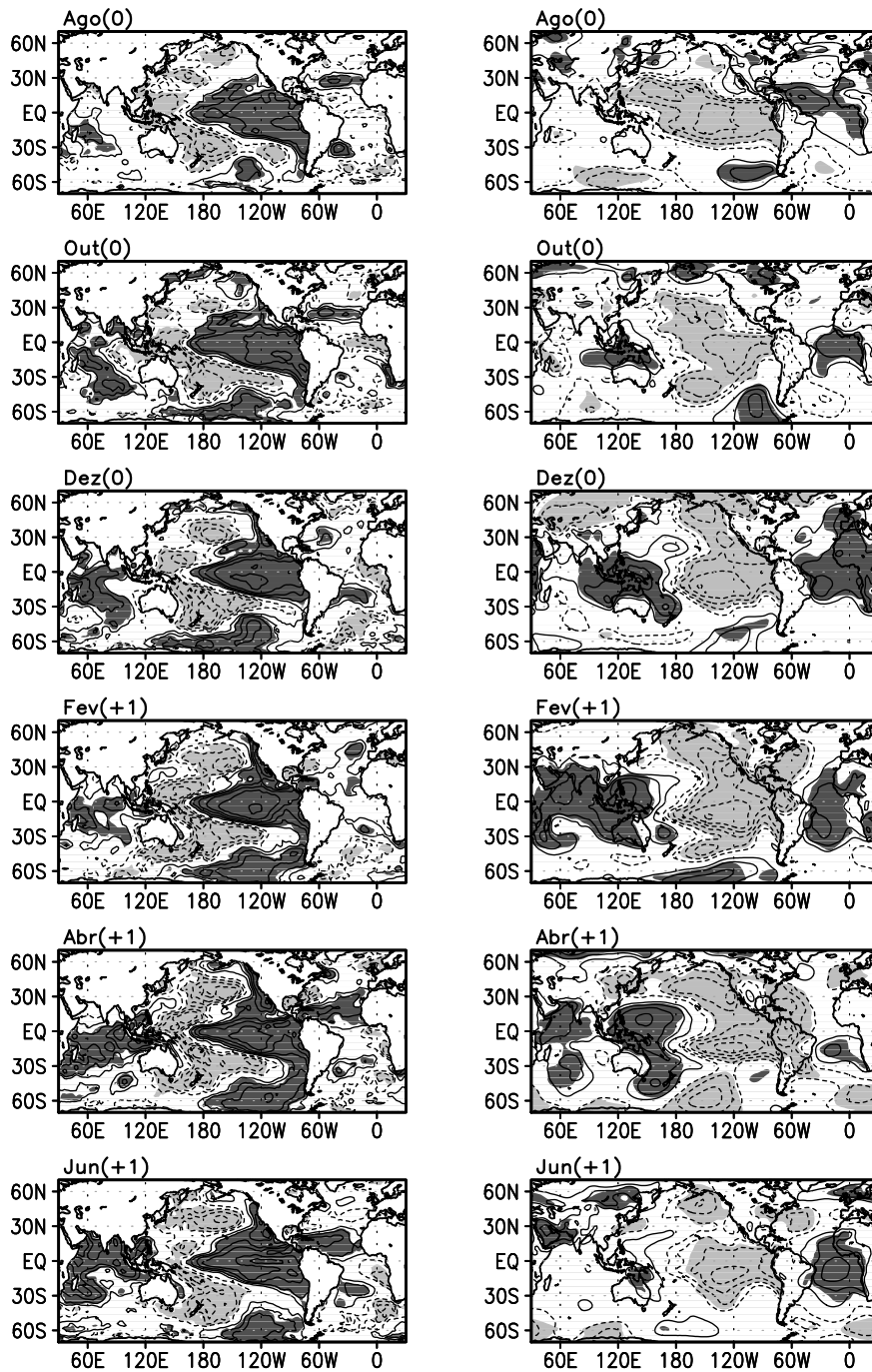


Figura 4.61 - Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de El Niño na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

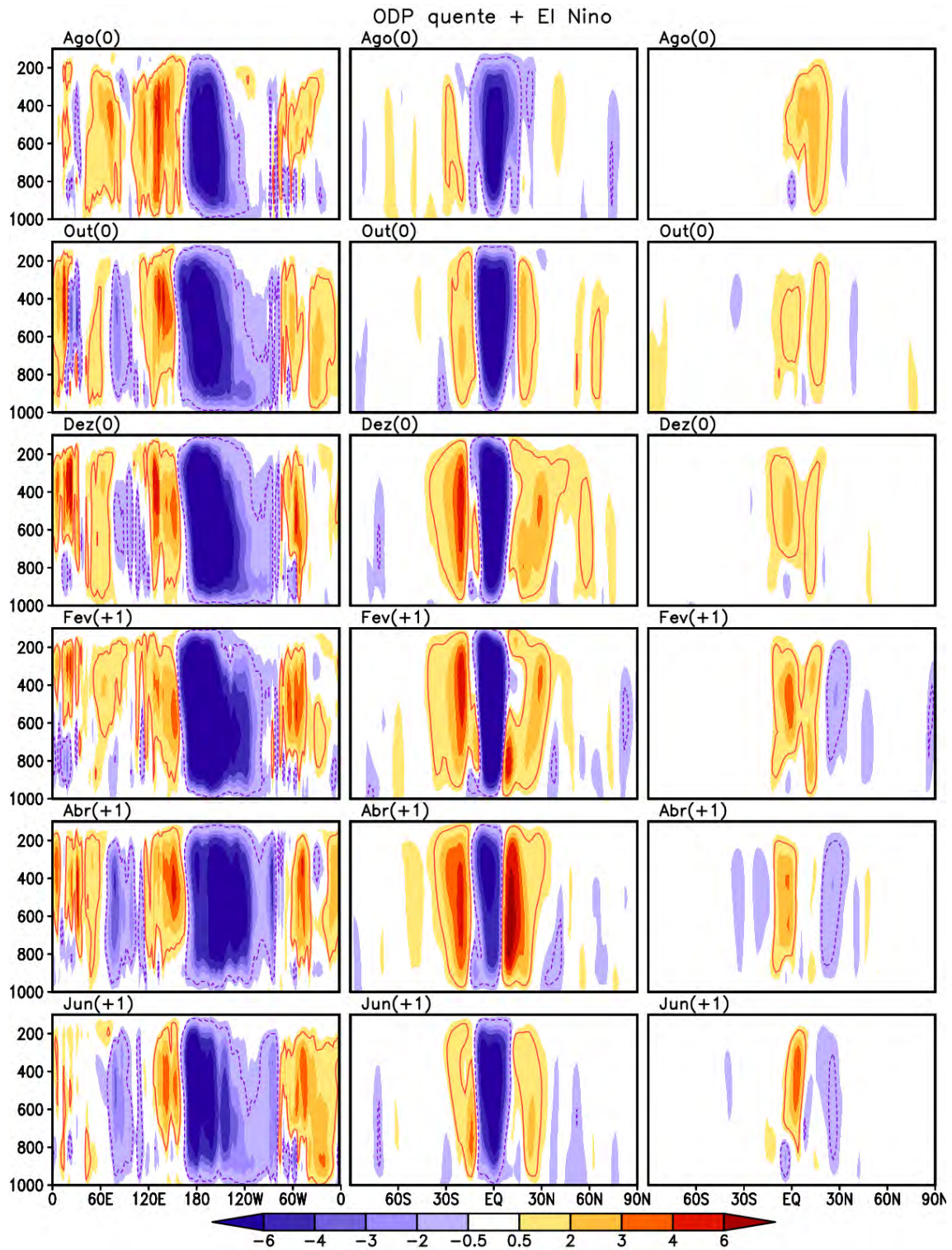


Figura 4.62 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase quente da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.

ODP quente + El Niño

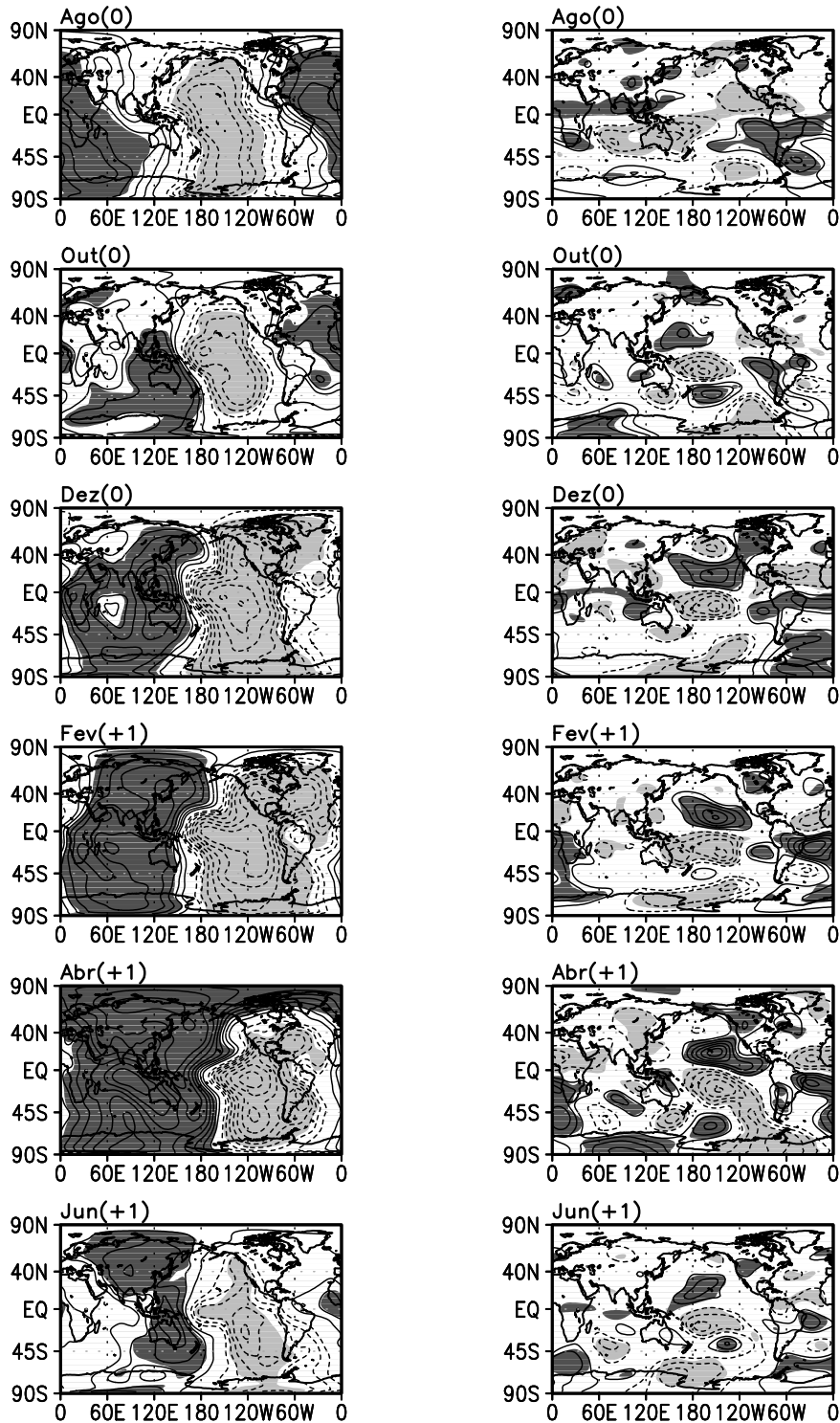


Figura 4.63 - Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em anos de El Niño na quente fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.5.3 Anos de El Niño na fase fria da ODP

Os anos de El Niño da fase fria da ODP apresentaram dominância de anomalias negativas de precipitação no norte da América do Sul entre Ago(0) e Fev(+1). Aumentos na precipitação foram observadas sobre o sudeste da América do Sul em Dez(0), e no sudeste e centro da América do Sul em Jun(+1) (Figura 4.64). Ainda, a região andina do Chile e da Argentina apresentou redução na precipitação em Fev(+1) e Abr(+1). Contudo, sobre o NEB e a parte central da América do Sul não foi observado um sinal dominante nas composições de precipitação.

Na parte tropical do oceano Pacífico foi observado o padrão de TSM associado ao El Niño (primeira coluna da Figura 4.65). Os máximos de TSM ocorreram entre Ago(0) e Dez(0). Em Fev(+1), a composição mostra a fase dissipativa de El Niño, de forma que em Jun(+1) não foram observadas anomalias positivas no Pacífico central e leste. Ainda, não foi observado o padrão de TSM associado à ODP no Pacífico Norte durante os meses analisados. No Atlântico Sul um padrão dipolar, com anomalias positivas na parte tropical e negativas na extratropical, foi observado entre Out(0) e Fev(+1). Entre Fev(+1) e Jun(+1) surgiram anomalias positivas de TSM no ATN possivelmente associadas ao El Niño. Enquanto o dipolo positivo de TSM no Atlântico Sul contribuiu para um aumento de precipitação no NEB, as anomalias positivas sobre o ATN podem ter contribuído para reduzir a precipitação sobre esta mesma região. Isto explica, em parte, a ausência de um sinal coerente com eventos El Niño na precipitação sobre o NEB.

A segunda coluna da Figura 4.65 mostra as anomalias de PNM. A gangorra barométrica sobre o Pacífico tropical, característica do El Niño, apresentou-se de maneira fraca entre Ago(0) e Fev(+1), e não foi observada nos meses seguintes, o que é consistente com o sinal dissipativo observado na composição de TSM em Fev(+1).

De maneira concordante com as composições de TSM e da PNM, as composições das anomalias de ω (primeira coluna da Figura 4.66) apresentaram maiores magnitudes negativas sobre o Pacífico central entre Ago(0) e Dez(0), o que indica movimento ascendente. Movimentos subsidentes (anomalias positivas de ω) foram observados sobre a América do Sul, sobre a Indonésia e a África entre Out(0) e Abr(+1). As maiores anomalias positivas de ω sobre a África ocorreram em Abr(+1). A segunda coluna da Figura 4.66 apresenta a média das anomalias de ω entre 170°W-180°. Essa Figura mostra que a maior alteração na célula de Hadley ocorreu em Dez(0),

quando foram observadas duas regiões com forte subsidência a norte e a sul da região equatorial. Sobre a América do Sul, apesar de as anomalias de TSM associadas ao El Niño terem sido relativamente fracas em Fev(+1), a maior alteração na célula de Hadley foi observada neste mês, quando subsidência foi observada em aproximadamente 20°S. Isto pode ter contribuído para a redução de precipitação notada sobre a região andina (Figura 4.64).

As composições de χ e ψ em 200 hPa para os anos de El Niño da fase fria da ODP são mostradas na primeira e segunda coluna da Figura 4.67, respectivamente. A onda zonal número um, característica de episódios de El Niño nas anomalias de χ , foi observada somente em Ago(0). Outra característica do El Niño, a circulação anticiclônica sobre a região tropical do Pacífico central, foi evidente entre Ago(0) e Abr(+1). O padrão de onda de Rossby do tipo PSA foi observado em Out(0) e Fev(+1).

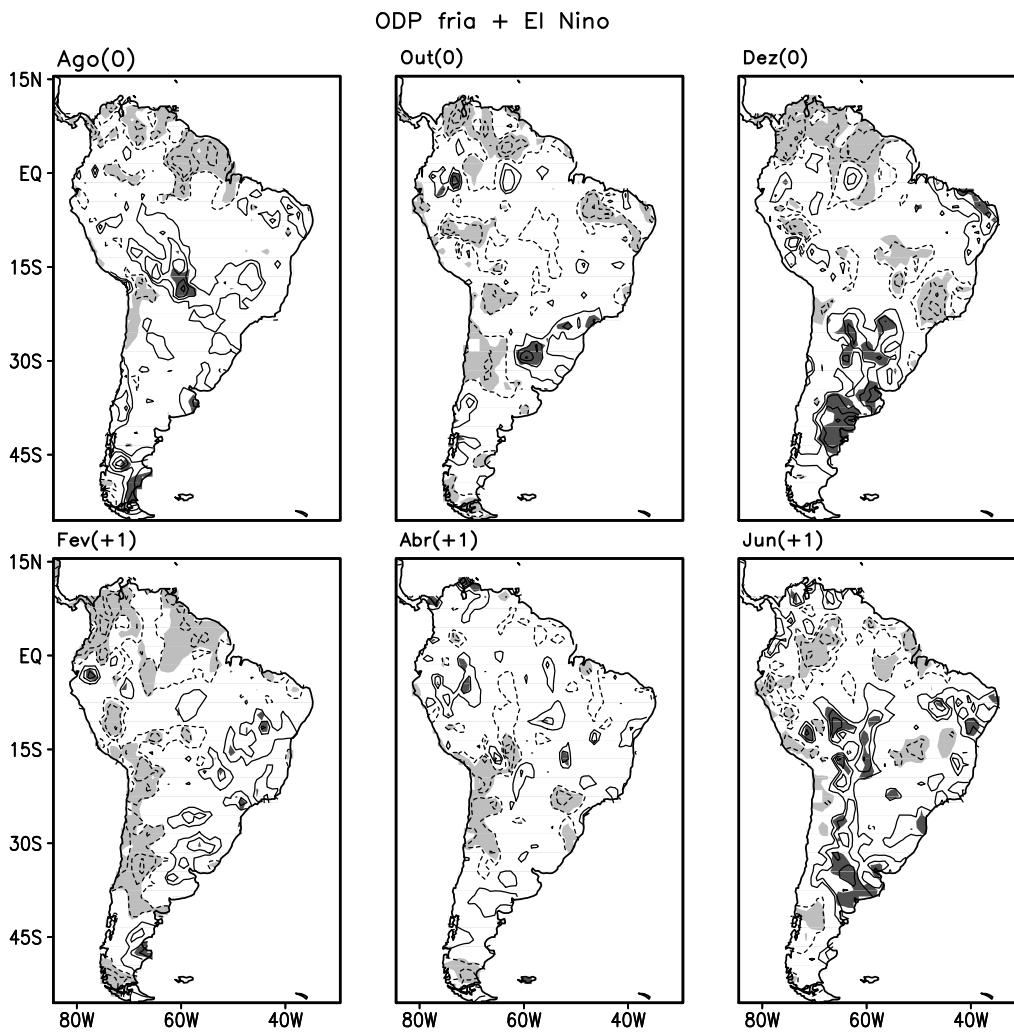


Figura 4.64 - Composições de anomalias de precipitação em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

ODP fria + El Niño

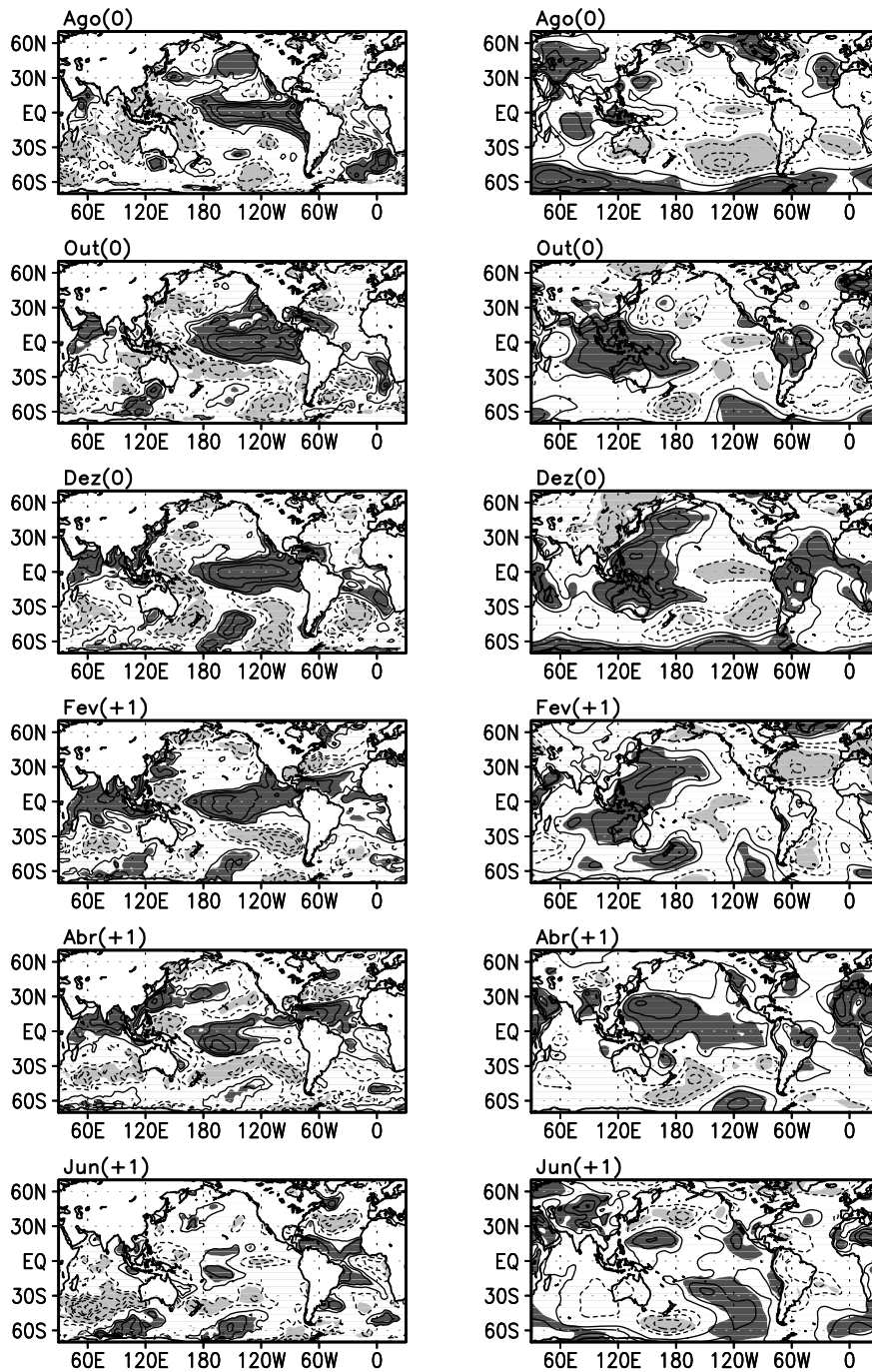


Figura 4.65 - Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

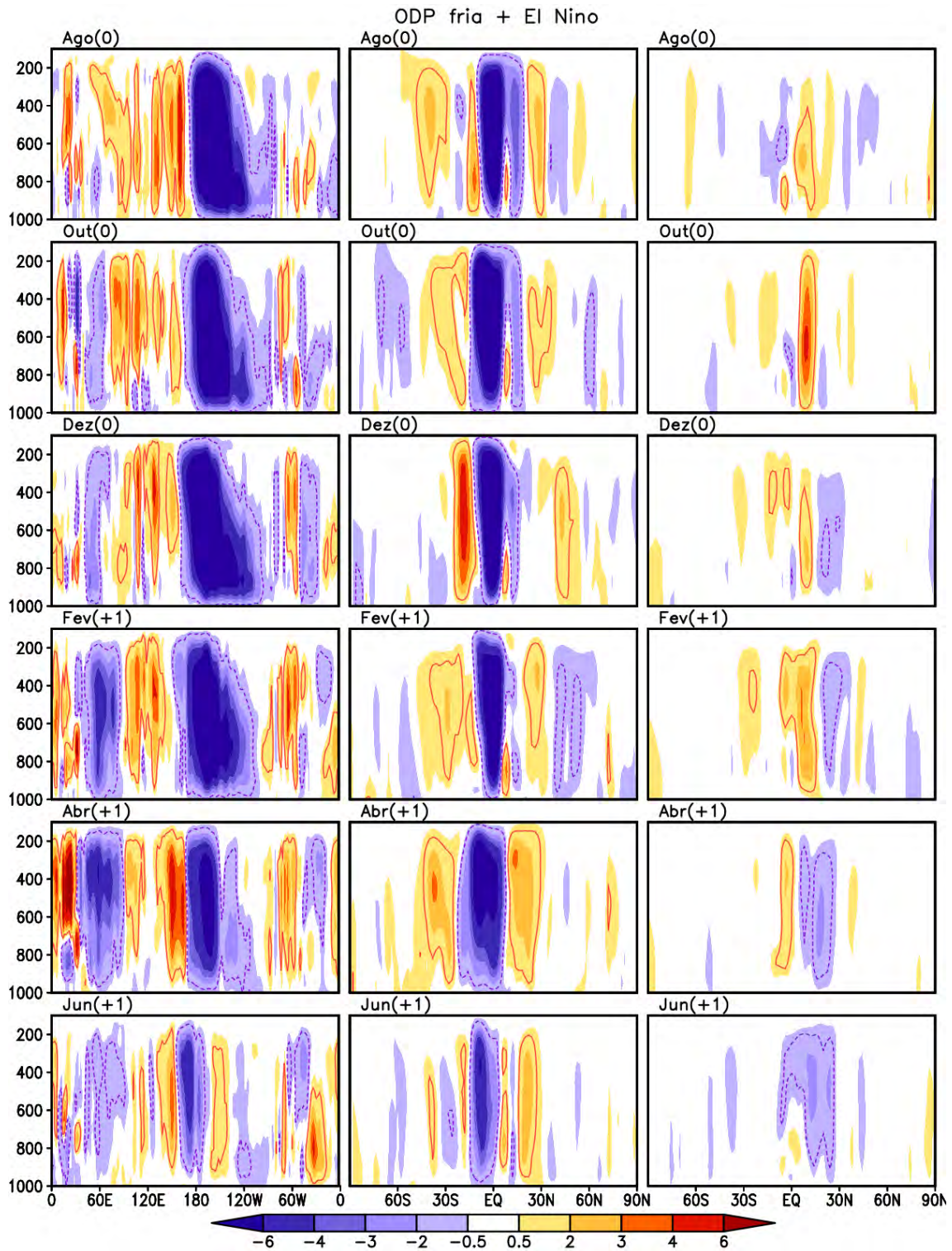


Figura 4.66 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.

ODP fria + El Niño

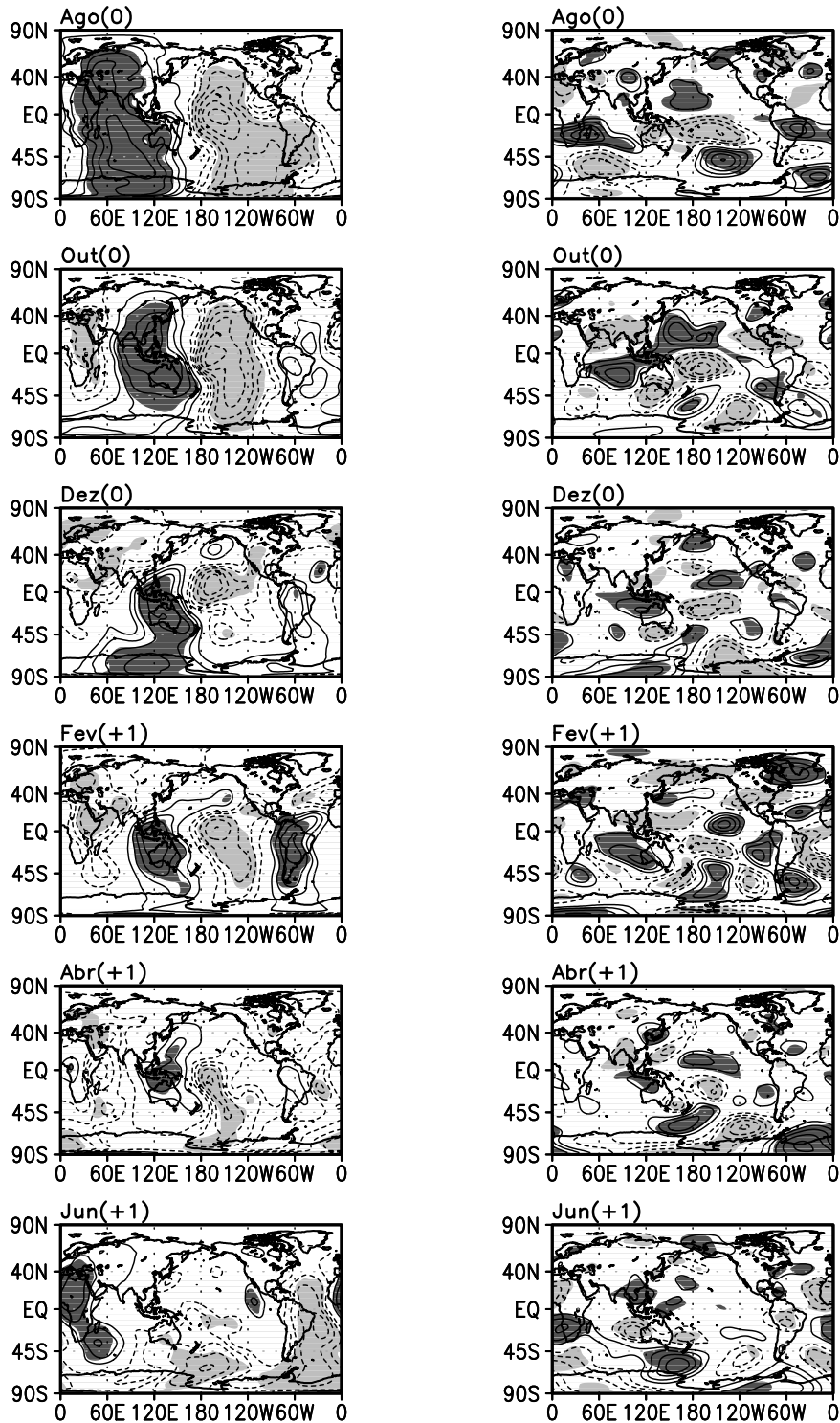


Figura 4.67 - Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de El Niño na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.5.4 Anos de La Niña na fase quente da ODP

Nos anos de La Niña na fase quente da ODP, em Ago(0) foi observada uma escassez de precipitação sobre grande parte da América do Sul em especial sobre o sul da Amazônia e o NEB, e excesso de precipitação no extremo norte da América do Sul. Em Dez(0), a região nordeste da Argentina e Uruguai apresentaram anomalias negativas de precipitação, enquanto que as anomalias positivas significativas ficaram restritas ao extremo norte da América do Sul. Em Fev(+1), foram observadas anomalias negativas sobre e parte sul do NEB. Ainda, anomalias positivas de precipitação foram marginalmente significativas sobre o norte do NEB em Fev(+1) e Abr(+1), sinal este consistente com o evento de La Niña. De um modo geral, nos meses analisados o sul da América do Sul apresentou redução de precipitação, e poucas regiões com aumento de precipitação.

As composições de anomalias de TSM são mostradas na primeira coluna da Figura 4.69. É notável a presença de anomalias negativas de TSM no Pacífico tropical associadas ao evento de La Niña nos meses analisados. Ainda, em todos os meses, as maiores magnitudes dessas anomalias se encontraram na longitude de aproximadamente 170°W. Além disso, na parte leste do Pacífico as anomalias negativas significativas ficaram restritas entre as latitudes de 15°S e 15°N de Out(0) a Fev(+1). Portanto, o padrão de TSM associado à ODP não foi observado. Esse resultado reforça que quando a ODP e o ENOS estão fora de fase, o padrão de TSM relacionado à ODP tende a se enfraquecer, em particular a extensão meridional no lado leste do Pacífico.

O Atlântico Sul, entre Out(0) e Fev(+1), apresentou um dipolo de TSM com anomalias negativas na região tropical leste e positivas ao sul de 30°S. No ATN o padrão neutro destes meses foi substituído por anomalias negativas de TSM entre Fev(+1) e Jun(+1), o que é consistente com o padrão de La Niña canônica.

A segunda coluna da Figura 4.69 mostra as composições de PNM. O Pacífico tropical apresentou anomalias positivas em Ago(0) e Out(0). Diferentemente do esperado, não foram observadas anomalias positivas de PNM nesta mesma região na fase madura do evento La Niña. Sobre as regiões tropicais dos oceanos Índico e Atlântico, bem como sobre a África e a Indonésia, anomalias negativas de PNM foram observadas entre Out(0) e Abr(+1). O Atlântico Norte apresentou anomalias positivas de PNM entre Dez(0) e Abr(+1), o que indica um fortalecimento da Alta Subtropical

do Atlântico Norte, que por sua vez pode fortalecer os ventos alísios de nordeste, ocasionando um deslocamento da ZCIT para sul de sua posição normal durante estes meses. Este efeito foi observado na precipitação sobre a América do Sul.

Os perfis verticais de ω mostrados na primeira coluna da Figura 4.70 apresentam alterações ocorridas na célula de Walker nos anos de La Niña da fase quente da ODP. Anomalias positivas de ω , que indicam subsidência, foram observadas no Pacífico central nos meses analisados. O mês com subsidência mais forte foi o de Dez(0). Na segunda coluna, as alterações na célula de Hadley sobre o Pacífico foram mais intensas entre Dez(0) e Abr(+1), quando foram notados movimentos ascendente entre 5° e 30° de latitude nos dois Hemisférios e movimentos subsidentes intensos no Equador. Pela terceira coluna da Figura 4.70, é notável que anomalias negativas de ω , e portanto movimento ascendente, estiveram centradas próximas à linha do Equador e se estenderam para o norte e para o sul em Dez(0), o que é consistente com o aumento de precipitação notadas no norte da América do Sul. Em Fev(+1), a região de subsidência (anomalias positivas de ω) observada aproximadamente entre 25°S e 10°S sobre a América do Sul, foi consistente com a redução de precipitação na nesta mesma faixa de latitude observada no leste da América do Sul.

As composições de χ e ψ em 200 hPa são mostradas na Figura 4.71. Em Ago(0) e Out(0), anomalias positivas de χ foram observadas sobre a faixa meridional que engloba o Pacífico central e leste, e anomalias negativas de χ , à oeste e sobre a América do Sul. Nos meses seguintes, as anomalias positivas de χ se deslocaram para leste e anomalias negativas de χ surgiram sobre o Pacífico oeste e Indonésia. Estes padrões são consistentes com a fase madura da La Niña, quando foi observada forte subsidência sobre o Pacífico central e leste. Entre Dez(0) e Abr(+1) foram observados, próximo ao Equador, os pares ciclônicos no Pacífico central e anticiclônico sobre o Atlântico (segunda coluna da Figura 4.71) associados ao evento La Niña. O padrão de onda de Rossby tipo PNA foi observado em Abr(+1), enquanto o PSA não foi observado em nenhum dos meses dessas composições.

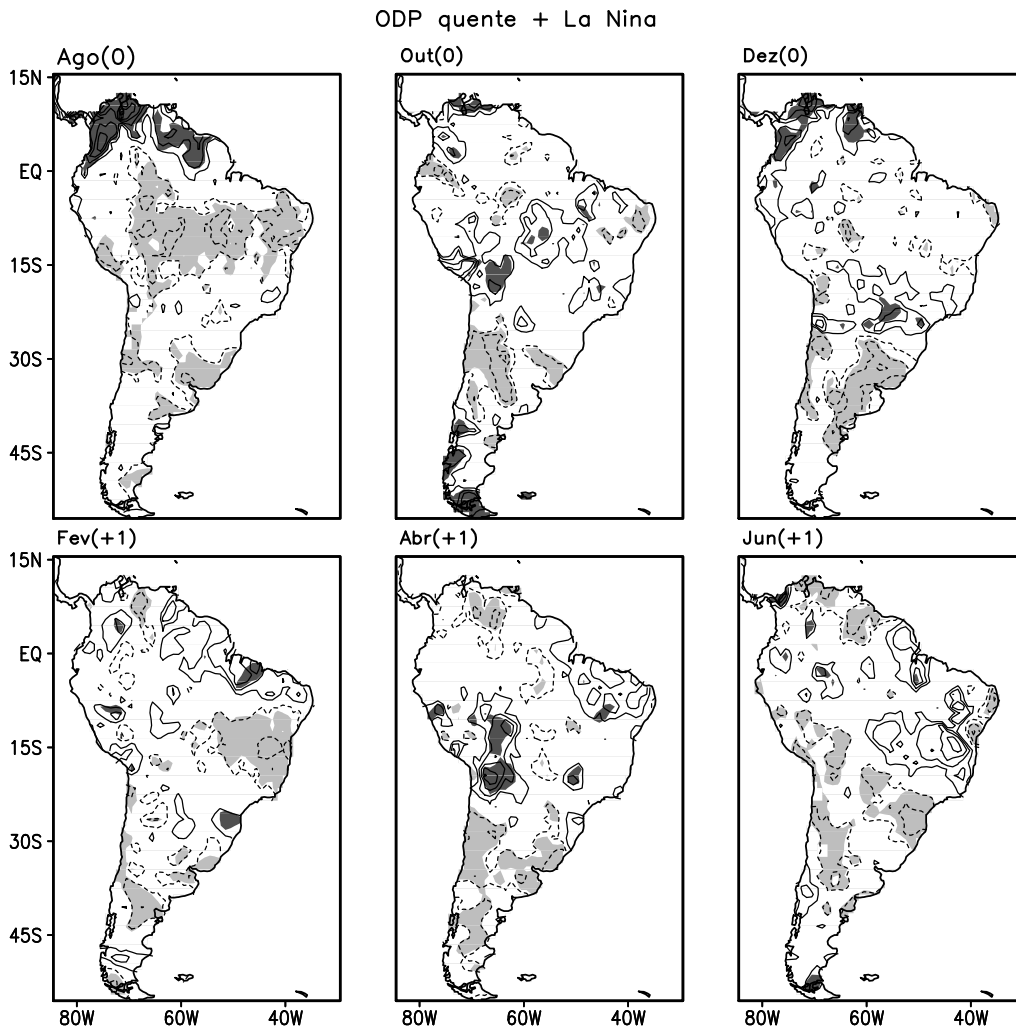


Figura 4.68 - Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

ODP quente + La Niña

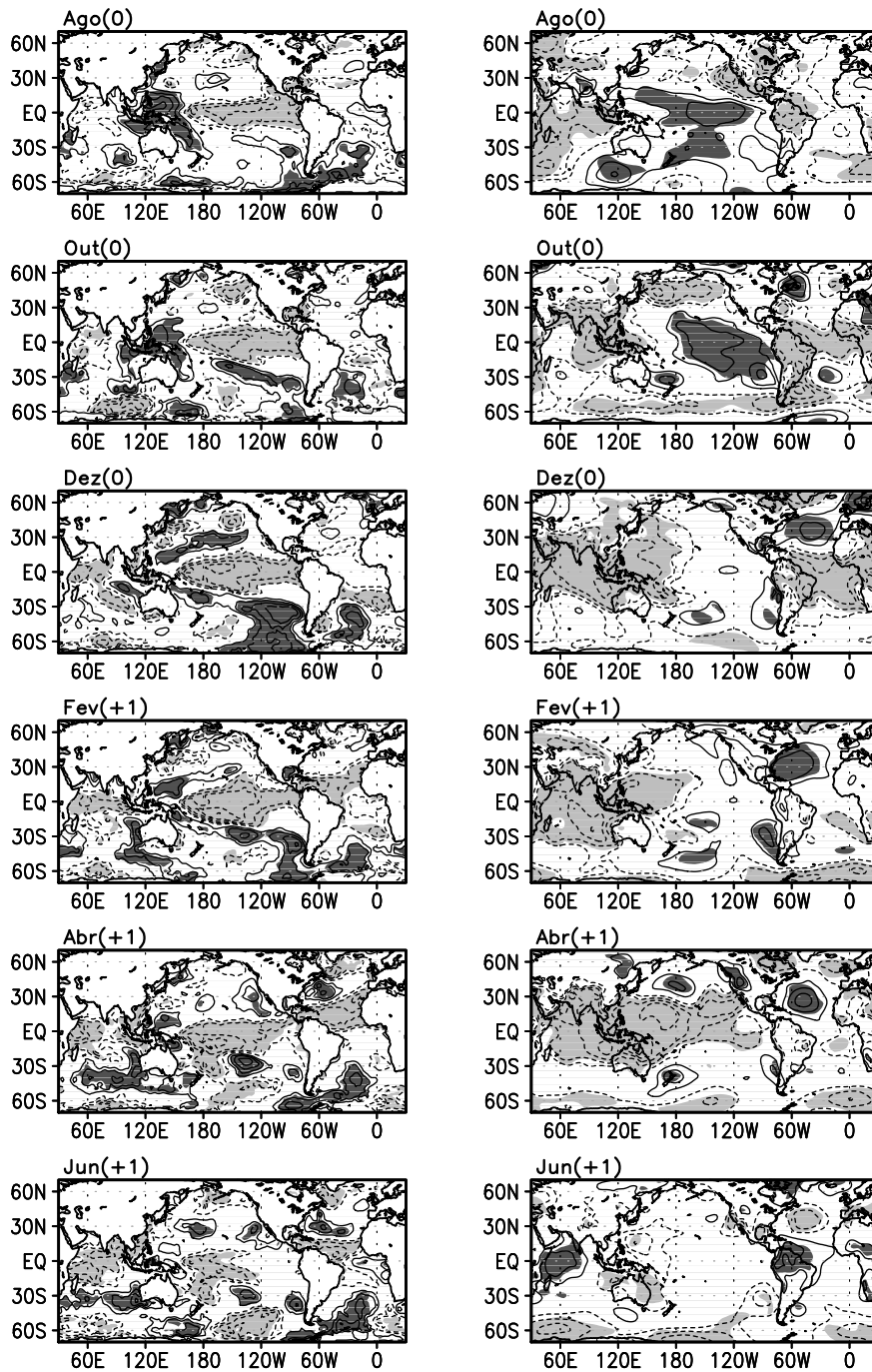


Figura 4.69 - Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

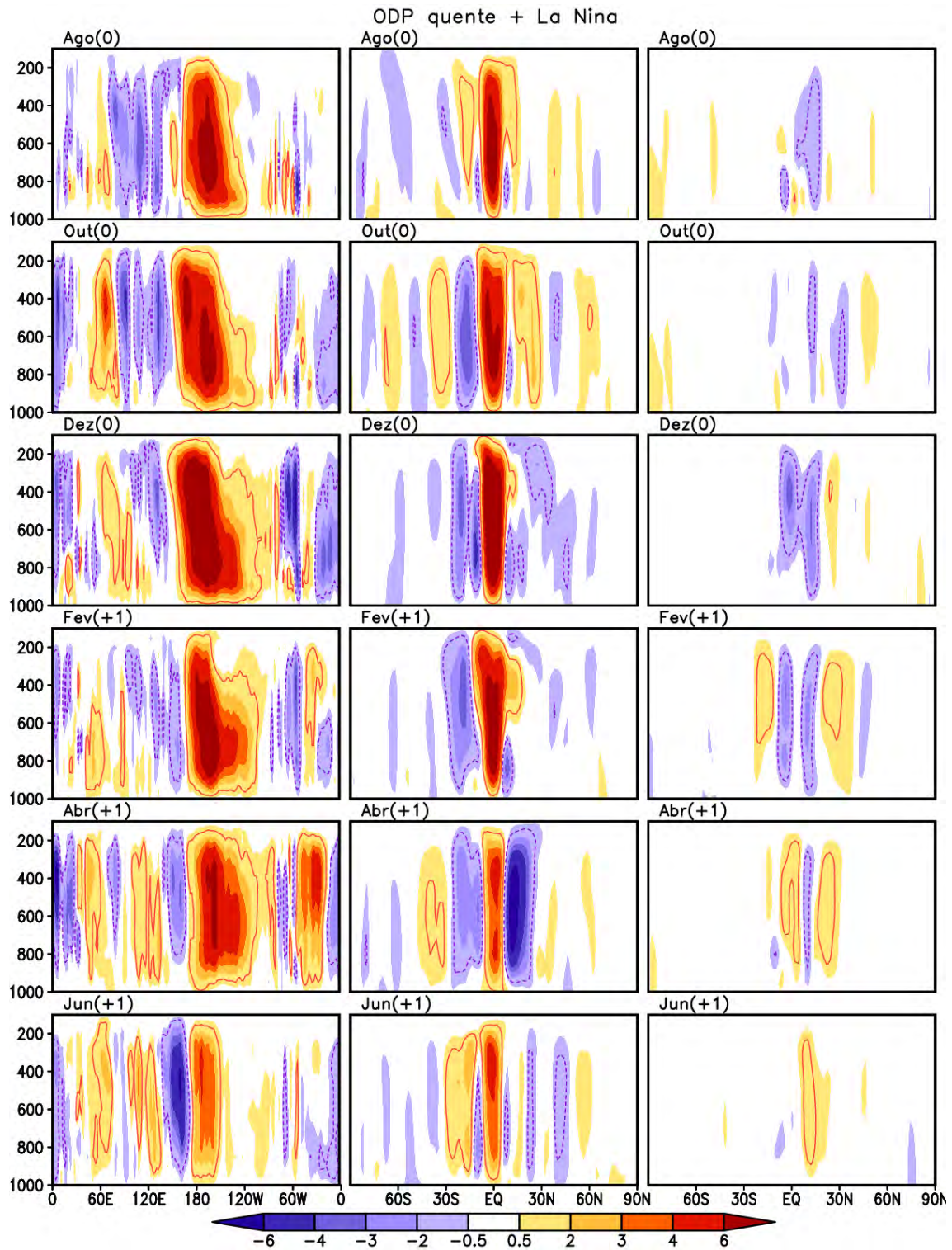


Figura 4.70 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de El Niño na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.

ODP quente + La Nina

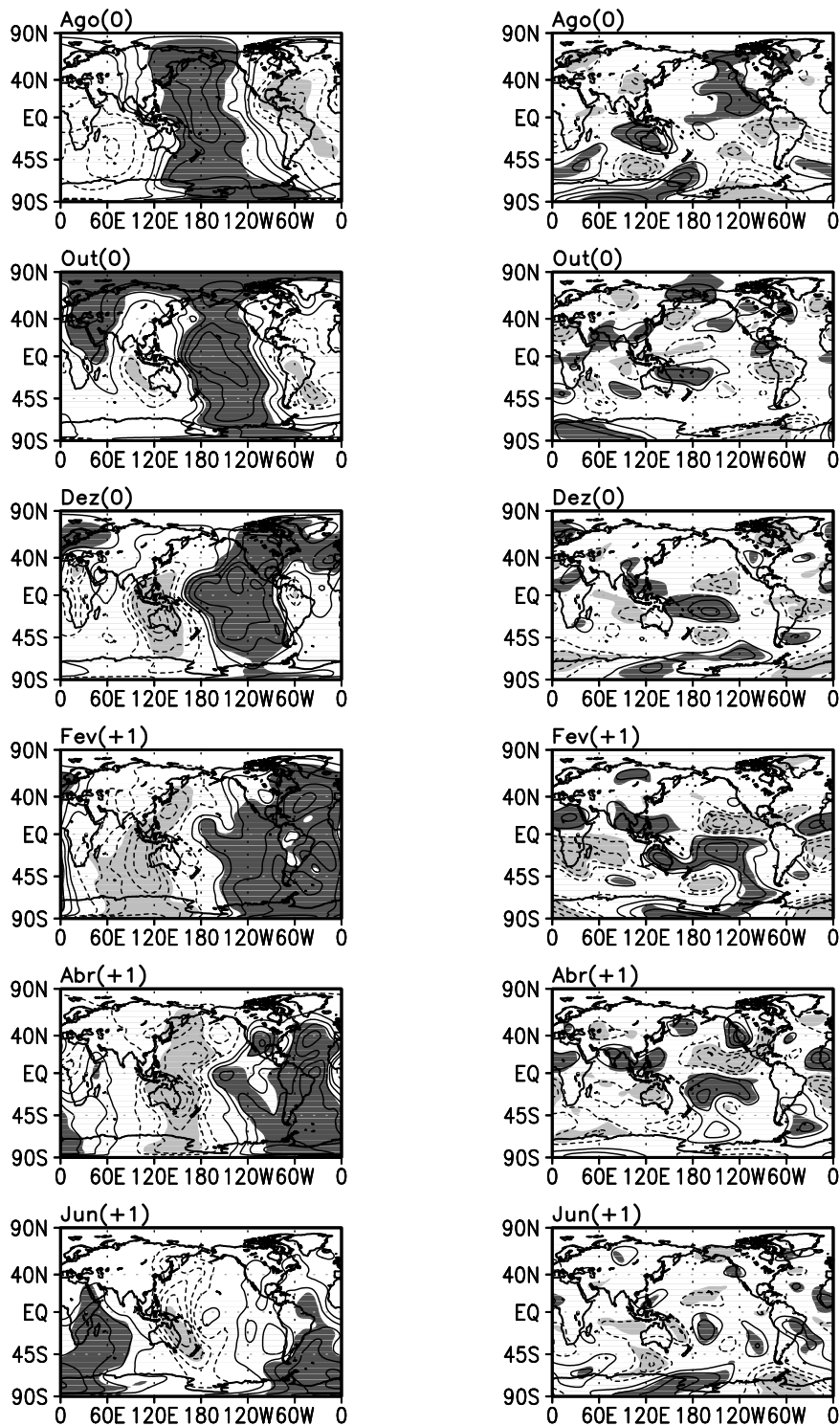


Figura 4.71 - Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de La Niña na fase quente da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.5.5 Anos de La Niña na fase fria da ODP

As composições de precipitação sobre a América do Sul para anos de La Niña da fase fria da ODP são mostradas na Figura 4.72. Um aumento de precipitação no norte da América do Sul ocorreu em Ago(0) e Dez(0). No NEB, anomalias positivas de precipitação foram observadas no seus setores sul em Out(0) e norte em Fev(+1), e anomalias negativas no seu setor oeste em Dez(0). Em Abr(+1), anomalias positivas ocorreram em todo o NEB e sobre leste e sudeste da Amazônia. A região sul da América do Sul apresentou predomínio de anomalias negativas de precipitação nos meses analisados. Em Out(0), um centro de anomalias positivas de precipitação foi observado sobre a região Sudeste do Brasil.

A Figura 4.73 mostra as composições de TSM em sua primeira coluna e as de PNM na segunda coluna. O padrão de TSM associado aos eventos La Niña foi observado nos meses analisados, este padrão foi mais intenso entre Out(0) e Fev(+1). O padrão da ODP na fase fria, com anomalias negativas significativas próximas à costa da América Central e da América do Norte, foi observado durante os meses analisados. Grande parte do oceano Atlântico apresentou anomalias negativas de TSM durante os meses analisados, uma exceção foi o seu extremo sul, onde foram observadas anomalias positivas.

A gangorra barométrica entre o leste e o oeste do Pacífico tropical, como esperado para episódios de La Niña, foi observado entre Ago(0) e Fev(+1). Anomalias negativas de PNM sobre o Atlântico Sul persistiram entre Dez(0) e Jun(+1). Isto pode desintensificar a Alta Subtropical do Atlântico Sul, reduzindo os ventos alísios de sudeste, o que por sua vez pode deslocar a ZCIT para sul. Isto possivelmente contribuiu para o aumento de precipitação NEB e leste da Amazônia em Abr(+1).

A primeira coluna da Figura 4.74 ilustra os perfis verticais de ω na faixa equatorial. Sobre o Pacífico central, foram observadas anomalias positivas de ω (movimento subsidente), que foram mais acentuadas em Dez(0) e Fev(+1). Estas máximas alterações na célula de Walker foram acompanhadas por máximas alterações na célula de Hadley sobre o Pacífico central, quando foram observadas anomalias negativas de ω (movimento ascendente) nas faixas latitudinais de 10°S-30°S e 10°N-30°N (segunda coluna da Figura 4.74). Sobre a América do Sul, as alterações na célula de Hadley não atingiram valores intensos (terceira coluna da Figura 4.74).

A Figura 4.75 apresenta na primeira coluna as composições de χ e na segunda as de ψ , ambas em 200 hPa. De maneira similar às composições de PNM, as anomalias de χ apresentaram uma estrutura de onda zonal número um no Pacífico entre Ago(0) e Abr(+1), sendo a mesma a resposta à alteração na célula de Walker. A circulação ciclônica sobre o Pacífico tropical e a circulação anticiclônica sobre o Atlântico tropical foram observadas de maneira fraca durante os meses analisados. Ainda, o padrão de onda de Rossby do tipo PSA ocorreu somente em Jun(+1), na fase dissipativa da La Niña.

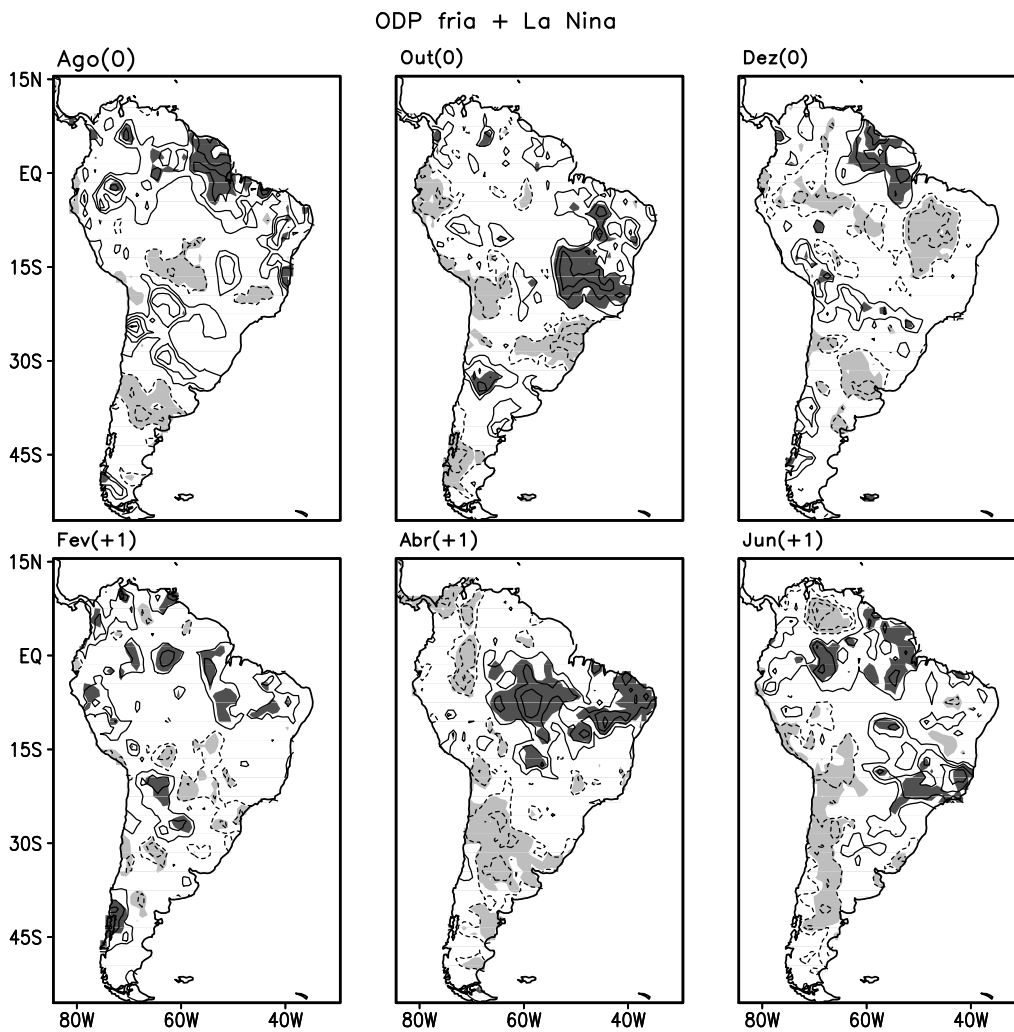


Figura 4.72 - Composições de anomalias de precipitação em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

ODP fria + La Niña

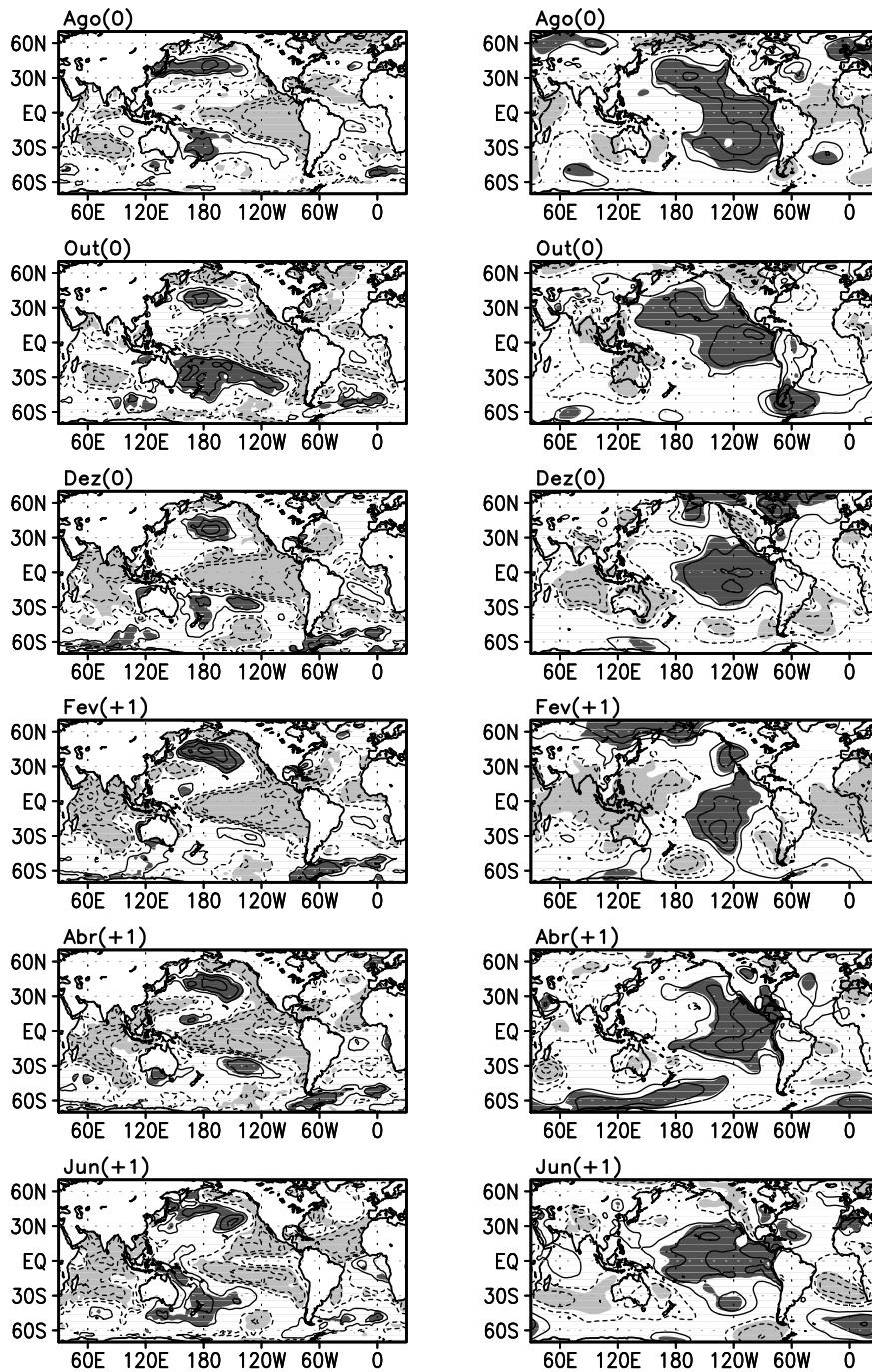


Figura 4.73 - Composições de anomalias de TSM (coluna à esquerda) e de PNM (coluna à direita) em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

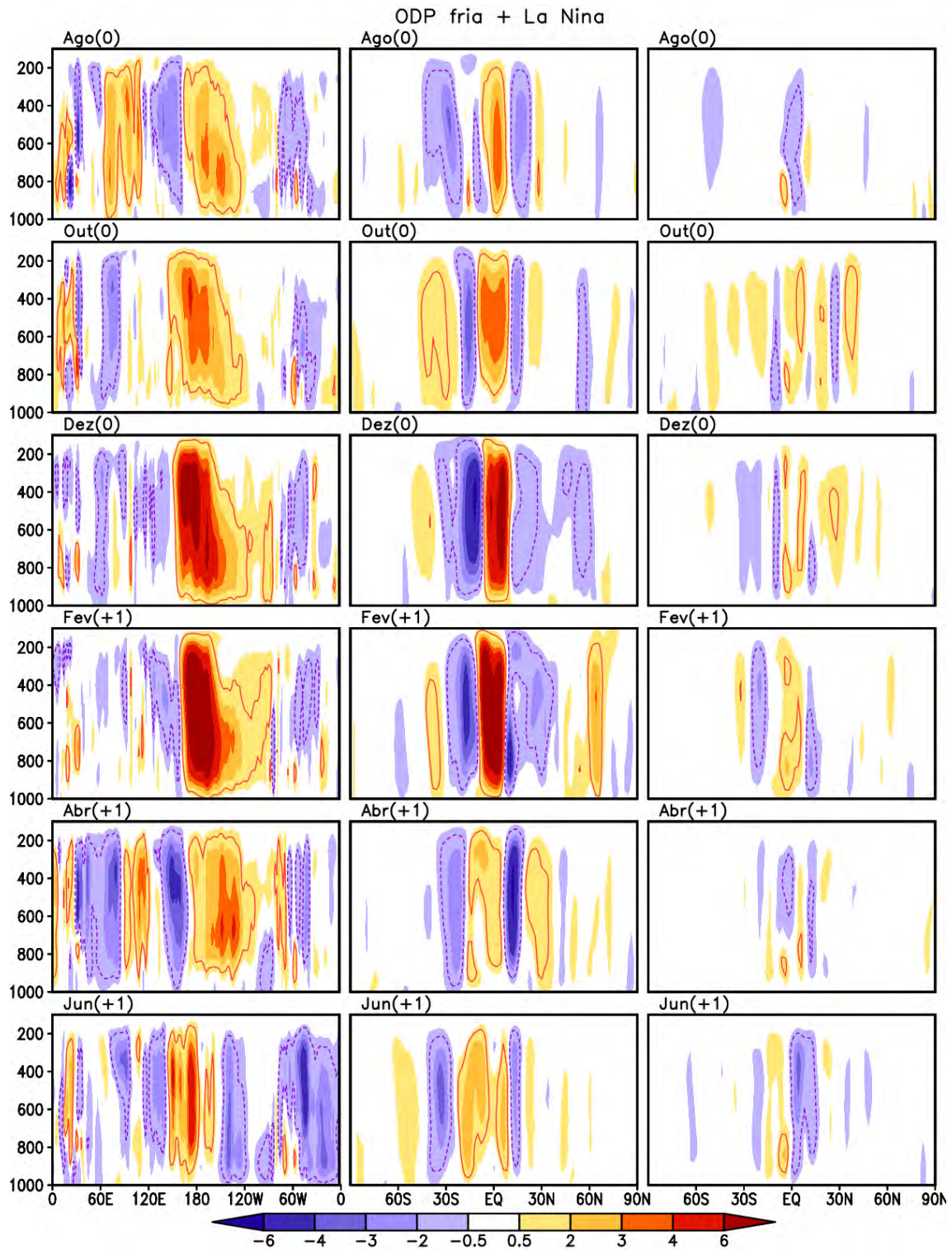


Figura 4.74 - Perfis verticais de ω para média 5°S-5°N (coluna à esquerda), 170°W-180° (coluna ao meio) e 40°W-70°W (coluna à direita) em anos de La Niña na fase fria da ODP. Os contornos delimitam regiões com significância ao nível de confiança 90%.

ODP fria + La Niña

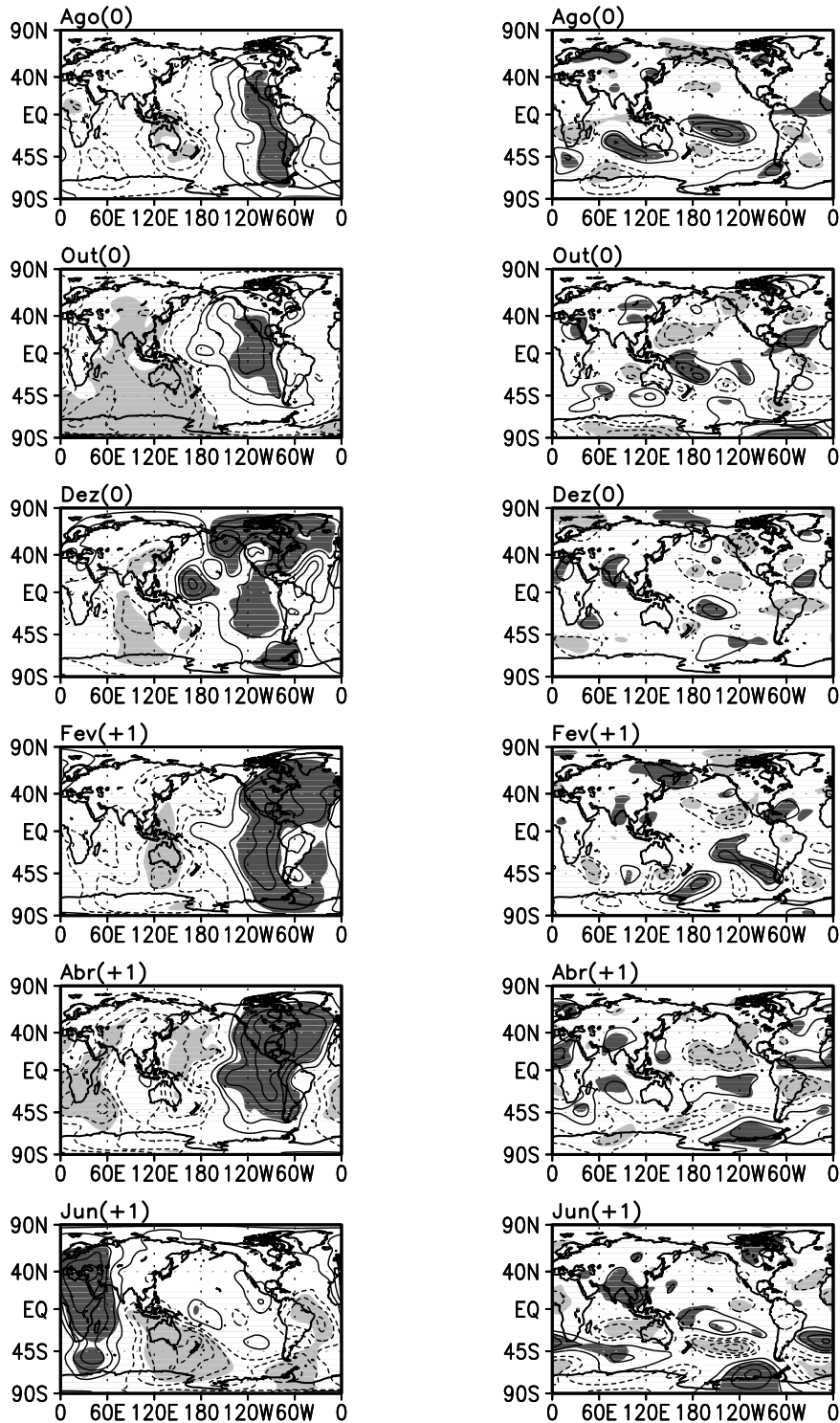


Figura 4.75 - Composições de anomalias de χ (coluna à esquerda) e de ψ (coluna à direita) em 200 hPa em anos de La Niña na fase fria da ODP. O contorno é de 0,3 desvios padrão. Áreas com hachuras escuras (claras) contêm valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 90% usando o teste t de Student.

4.5.6 Discussão sobre a relação entre ODP e ENOS

O padrão associado a eventos El Niño nas composições de anomalias de precipitação sobre a América do Sul, com anomalias negativas de precipitação no norte e nordeste da América do Sul e anomalias positivas no sul da América do Sul, foi mais intenso nos anos de El Niño da fase quente da ODP do que nos da fase fria da ODP. Ainda, foi observado que no setor central do Pacífico tropical, as anomalias de TSM e movimento ascendente atingiram maiores valores e tiveram maior persistência na fase quente da ODP. Para os anos de La Niña, apesar do padrão de precipitação sobre a América do Sul associado a eventos La Niña terem sido mais evidentes na fase fria da ODP, os maiores valores de subsidências no setor central Pacífico equatorial, bem como uma maior persistência dos mesmos, foram observados nos anos de La Niña da fase quente da ODP.

O padrão de anomalias de TSM relacionado à fase quente (fria) da ODP foi observado nos anos de El Niño (La Niña) da fase quente (fria) da ODP. Em contrapartida, as anomalias de TSM do Pacífico tropical leste não apresentaram grande extensão latitudinal nos anos de El Niño (La Niña) da fase fria (quente) da ODP. Dessa maneira, quando ENOS e a ODP apresentaram as mesmas fases, o padrão da ODP no Pacífico Norte e tropical foi observado, e quando ENOS e ODP estiveram em fases opostas o padrão da ODP não surgiu. Este resultado é concordante com o discutido na seção 4.2, no qual o modo da ODP apresentou forte dependência com modo ENOS e com o terceiro modo de variabilidade de TSM do Pacífico tropical.

Andreoli e Kayano (2005) utilizaram técnica de composição para El Niños nas duas fases da ODP. Porém, o mesmo não foi feito para La Niña devido ao baixo número de eventos La Niña na fase quente da ODP. Estas autoras apontaram que, entre 1948-1999, o sinal dos El Niños na precipitação da América do Sul foi mais notável na fase quente da ODP. O mesmo resultado foi encontrado para as composições de anomalias de precipitação sobre América do Sul no presente trabalho.

Assim como nos resultados encontrados por Kayano e Andreoli (2007), o presente trabalho mostrou que a precipitação sobre a América do Sul depende da combinação das fases do ENOS e da ODP, de forma que, quando ENOS e ODP estão em fase (fora de fase) as anomalias de precipitação sobre a América do Sul se tornam mais intensas (fracas). Assim, anomalias de precipitação associadas a eventos El Niño (La Niña) foram mais intensas na fase quente (fria) da ODP. O mesmo foi válido para

a TSM do Pacífico tropical e PNM. No caso dos eventos El Niño, as alterações nas células de Walker e Hadley da fase quente da ODP também foram mais intensas do que as da fase fria.

Como discutido na seção 4.2.5, a ODP pode ser descrita como a combinação linear do primeiro modo (modo ENOS) e do terceiro modo (não-ENOS) de TSM do Pacífico tropical. Em suma, o sinal da ODP depende destes dois modos. Assim, nas composições de anomalias de TSM do Pacífico, nos anos de El Niño da fase quente da ODP foi observado um padrão similar a soma do modo ENOS e do terceiro modo do Pacífico tropical (Figura 4.27). Nos anos de La Niña da fase fria da ODP, o mesmo padrão foi observado com sinal oposto. Por outro lado, quando ODP e ENOS apresentaram fase contrária, El Niño da fase fria da ODP ou La Niña da fase quente, o padrão de TSM do Pacífico tropical se aproxima da diferença entre o modo ENOS e o terceiro modo, mostrada na Figura 4.76.

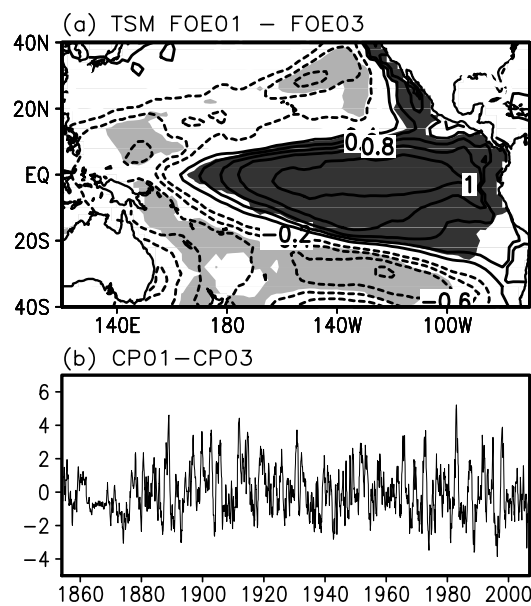


Figura 4.76 - FOE01 - FOE03 e CP01 - CP03.

5 CONCLUSÃO

Cento e cinquenta e três anos (1854-2006) de TSM mensal foram usadas para estudar o comportamento e a variabilidade da TSM do Pacífico e do Atlântico. A relação entre os modos de variabilidade de TSM de mais baixa frequência nos oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação sobre a América do Sul também foi estudada.

Para um melhor entendimento do comportamento da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico, foram estimadas as características invariantes sob a dinâmica do sistema, como o expoente de Lyapunov e a dimensão de correlação das anomalias mensais de TSM. Estes resultados identificaram regiões com o mesmo regime, de modo que as regiões onde atuam as ZCAS e ZCPS possuem maior dimensionalidade, o que implica que a TSM destas áreas possuem comportamento mais caótico que outras, enquanto as mais baixas dimensionalidade da TSM foram encontradas na região do Niño3.4. Ainda, o padrão formado pelos máximos da dimensão de correlação da TSM do Atlântico Norte foi similar ao primeiro modo da FOE desta bacia. Por outro lado, primeiro modo da FOE do Atlântico Sul foi relacionado com o padrão formado pelos menores valores da dimensão de correlação de TSM.

A partir das FOE foram encontrados os principais modos de variabilidade do Pacífico Norte, Pacífico tropical, Atlântico Norte e Atlântico Sul. No Atlântico Norte, a componente multidecenal do primeiro modo da FOE de anomalias de TSM esteve associado à OMA, enquanto que a componente decenal foi mais devido à variabilidade decenal da OAN. Por outro lado, o segundo modo da FOE das anomalias de TSM do Atlântico Norte apresentou um pico anual e outro de aproximadamente 20 anos, associados a variações sazonais e bidecenais da OAN, respectivamente. O dipolo do Atlântico Sul, encontrado primeiramente por Venegas et al. (1997), foi obtido no segundo modo da FOE de TSM do Atlântico Sul. Neste modo, os picos de 12 e 24 anos são significativos. No Pacífico Norte, o primeiro modo da FOE de TSM é a ODP de oscilação de aproximadamente 40 anos, enquanto que o segundo modo apresentou um pico significativo em torno de 60 anos. Tal pico de 60 anos no Pacífico Norte é similar ao da OMA, sendo que o mesmo antecede em 4 anos o do Atlântico. Dessa forma, é provável que as oscilações multidecenais não se originem no Atlântico, mas sim no Pacífico. O ENOS foi encontrado no primeiro modo da FOE do Pacífico tropical, enquanto que no terceiro modo dessa mesma bacia foi encontrada uma oscilação similar à da ODP. A ODP apresenta correlação tanto com o primeiro modo de variabilidade de TSM do Pacífico tropical quanto com o terceiro,

porém a melhor correlação com a ODP surgiu da soma destes dois modos. Estes resultados sugerem que a ODP pode não ser um modo fundamental, mas sim um modo derivado, ou seja, um modo originado da combinação de modos fundamentais.

As anomalias de TSM do ATN mostraram ter papel importante na relação entre a OMA e a precipitação no norte do NEB, isto porque a variabilidade de TSM no ATN apresenta dependência tanto com os extremos de ENOS quanto com as fases da OMA. Assim, nos casos em que o ENOS e a OMA apresentaram fases iguais (opostas), as anomalias de ATN sofreram efeito construtivo (destrutivo), o que favoreceu o estabelecimento de anomalias intensas (neutras) no ATN. Dessa forma, as anomalias de TSM do ATN com sinal intenso (neutro) apresentaram relação com o modo Dipolo Inter-tropical (Equatorial) do Atlântico. Ainda, quando se observou o modo Equatorial do Atlântico também se observou extremos de ENOS, porém de sinal oposto. Dessa forma, anomalias positivas (negativas) no ATN favoreceram o surgimento do Dipolo Inter-hemisférico positivo (negativo) nos anos muito secos (chuvosos) da fase quente (fria) da OMA. Por outro lado, o predomínio de condições próximas à normal no ATN, nos anos muito secos (chuvosos) na fase fria (quente) da OMA, foram acompanhadas do modo Equatorial negativo (positivo) e El Niño (La Niña). Na região equatorial do Atlântico, o predomínio de anomalias de ventos de sul (norte) em 1000 hPa é notável nos anos secos (chuvosos) em Fortaleza nas duas fases da OMA.

A relação da variabilidade de precipitação sobre a América do Sul e os extremos ENOS foi estudado nas duas fases da OMA para o período de 1901-2006. As anomalias de TSM do Pacífico tropical leste nos anos de El Niño (La Niña) da fase fria (quente) da OMA se mantiveram mais equatorialmente confinadas que as da fase quente (fria). Ainda, a convecção (subsistência) no setor central do Pacífico equatorial associada ao El Niño (La Niña) foi mais intensa e persistente na fase fria (quente) da OMA. Entretanto, em termos de precipitação sobre a América do Sul, apesar dos padrões serem diferentes, as composições de eventos El Niño ou La Niña nas duas fases da OMA, não apresentaram anomalias de intensidades muito distintas.

Foram encontradas evidências de que a variabilidade de ENOS está associada à OMA, de forma que, a frequência de eventos extremos de ENOS foi maior na fase fria da OMA do que na fase quente. Dos anos da fase fria da OMA 45% foram anos de El Niño ou La Niña, e para a fase quente apenas 33%. Concordante com isto, o índice oceânico Niño-3 apresentou maior variância na escala de 2-8 anos na fase

fria da OMA do que na fase quente, tal resultado foi encontrado com a análise de ondaletas e com a variância móvel de 10 anos. Ainda, no diagrama de Hovmoller de anomalias de TSM para região equatorial do Pacífico, os anos de El Niño (La Niña) da fase fria da OMA em média foram precedidos de La Niña (El Niño), o que indica uma maior frequência de eventos ENOS e conseqüentemente maior variabilidade interanual. A relação OMA e ENOS foi estudada em Dong et al. (2006), Wang et al. (2011). No entanto, com base na oscilação similar entre o Pacífico Norte e a Atlântico Norte na escala multidecenal encontrada na seção 4.2, é possível que a relação OMA-ENOS seja na realidade uma relação Pacífico Norte-ENOS. Este é um resultado novo, e contribui para um melhor entendimento da relação entre o ENOS e fenômenos de mais baixa frequência.

A variabilidade de precipitação sobre a América do Sul associadas aos extremos ENOS foi estudado nas duas fases da ODP para o período de 1901-2006. Similarmente ao estudo de Kayano e Andreoli (2007), o presente trabalho encontrou que a precipitação sobre a América do Sul depende da combinação das fases do ENOS e da ODP, de forma que, quando ENOS e ODP estão em fase (fora de fase) as anomalias de precipitação sobre a América do Sul se tornam mais intensas (fracas). Assim, anomalias de precipitação associadas a eventos El Niño (La Niña) foram mais intensas na fase quente (fria) da ODP. O mesmo é válido para a TSM do Pacífico tropical e PNM. Para os eventos El Niño, as alterações nas células de Walker e Hadley na fase quente da ODP também foram mais intensas do que as da fase fria.

No presente trabalho, foi encontrado que as oscilações de mais baixa frequência (decenal a multidecenal) observadas na TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico influenciam a variabilidade de precipitação na América do Sul. Estas oscilações na TSM podem fornecer precondições para a variabilidade de outros fenômenos de mais alta frequência, como o ENOS, bem como modula-los. Contudo, mais estudos são necessários para uma melhor compreensão:

- Da origem das oscilações climáticas de escala decenal à multidecenal, entre as quais estão a ODP e a OMA;
- Da relação entre o Pacífico Norte e o Atlântico Norte na escala multidecenal;
- Dos processos físicos envolvidos no aumento (redução) da variância dos eventos ENOS na fase fria (quente) da OMA;

- Das oscilações decenal e multidecenal do Pacífico Norte e suas relações com o ENOS.
- Da relação da TSM do oceano Pacífico Sul com a precipitação na América do Sul;
- Do comportamento das oscilações decenais à multidecenais em um âmbito de mudanças climáticas globais;
- Do papel dos oceanos, da cobertura de gelo marítimo e da atmosfera nas oscilações climáticas de mais baixa frequência.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABARBANEL, H. D. I.; BROWN, R.; SIDOROWICH, J. J.; TSIMRING, L. S. The analysis of observed chaotic data in physical systems. **Rev. Mod. Phys.**, American Physical Society, v. 65, n. 4, p. 1331–1392, Oct 1993. 28, 29, 34, 167
- ACEITUNO, P. On the functioning of the South Oscillation in the South American sector. part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 505–524, 1988. 64
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, p. 5009–5021, 2004. 9, 10, 21, 22
- _____. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2017–2030, 2005. 2, 8, 143
- _____. A importância relativa do Atlântico tropical Sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 1, p. 63–74, 2007. 11
- ASHOK, K. S.; BEHERA, S. K.; RAO, S. A.; WENG, H.; YAMAGATA, T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. C11007, 2007. 81
- BARNSTON, A. G.; LIVERY, R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1083–1126, 1994. 19
- BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1–82, 1964. 13
- _____. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. 5
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, 2010. 69, 97

- BOX, G. E. P.; DRAPER, N. R. **Empirical model - building and response surfaces**. New York, USA: John Wiley & Sons, 1987. 688 p. 22, 25
- CARTON, J. A.; GIESE, B. S.; SILVA, A. M. da. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, p. 1165–1175, 1996. 8
- CARTON, J. A.; HUANG, B. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, 1994. 9
- CHANG, P.; JI, L.; LI, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, n. 6, p. 516–518, 1997. 1, 12, 52, 69
- CHAO, Y.; GHIL, M.; MCWILLIAMS, J. C. Pacific interdecadal variability in this century's Sea Surface Temperature. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 15, p. 2261–2264, 2000. 7
- COMPO, G. P.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D.; MATSUI, M.; ALLAN, R. J.; YIN, X.; GLEASON, B. E.; VOSE, R. S.; RUTLEDGE, G.; BESSEMOULIN, P.; BRÖNNIMANN, S.; BRUNET, M.; CROUTHAMEL, M. I.; GRANT, A. N.; GROISMAN, P. Y.; JONES, P. D.; KRUK, M.; KRUGER, A. C.; J., M. G.; MAUGERI, M.; MOK, H. Y.; NORDLI, O.; ROSS, T. F.; TRIGO, R. M.; WANG, X. L.; WOODRUFF, S. D.; WORLEY, S. J. The twentieth century reanalysis project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 1–28, 2011. 21, 22
- CURRIE, R. G. Luni-solar 18.6-year signal in tree-rings from Argentina and Chile. **Pure and Applied Geophysics**, v. 137, p. 281–300, 1991. 15
- CZAJA, A.; FRANKIGNOUL, C. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 606–623, 2002. 40, 44
- DELWORTH, T.; MANABE, S.; STOUFFER, R. J. Interdecadal variations of Thermohaline Circulation in a coupled ocean-atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1993–2011, 1993. 14, 114
- DELWORTH, T. L.; MANN, M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 661–676, 2000. 1, 14, 114

- DIAZ, A. F.; STUDINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 251–271, 1998. 10
- DOMMENGET, D.; LATIF, M. Interannual to decadal variability in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 13, p. 777–792, 2000. 9, 12, 22, 65
- DONG, B.; SUTTON, R. T. Adjustment of the coupled ocean-atmosphere system to a sudden change in the Thermohaline Circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 29, 2002. 18
- _____. Enhancement of ENSO variability by a weakened Atlantic thermohaline circulation in a coupled GCM. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4920–4939, 2007. 58
- DONG, B.; SUTTON, R. T.; SCAIFE, A. A. Multidecadal modulation of El Niño-Southern Oscillation variance by Atlantic Ocean sea surface temperature. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L08705, 2006. 2, 16, 18, 58, 84, 109, 147
- D'ORGEVILLE, M.; PELTIER, W. R. On the Pacific Decadal Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation: Might they be related? **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L23705, 2007. 17, 58, 114
- EBISUZAKI, W. A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2147–2153, 1997. 25
- ECKMANN, J.; PROCACCIA, I. Fluctuations of dynamical scaling indices in nonlinear systems. **Physical Review A**, v. 34, n. 1, p. 659–661, 1983. 27, 167
- ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929–945, 1997. 9, 16, 17, 22, 65, 73
- ENFIELD, D. B.; MESTA-NUÑEZ, A. M.; TIMPLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillations and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077–2080, 2001. 1, 13, 14, 15, 24, 25, 42

- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7841–7848, 1999. 9, 10, 14, 16
- ESSEX, C.; LOOKMAN, T.; NERENBERG, M. A. H. The climate attractor over short timescales. **Nature**, v. 326, p. 64–66, 1987. 39
- FOLLAND, C. K.; COLMAN, A. W.; ROWELL, D. P.; DAVEY, M. K. Predictability of Northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill 1987-98. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1937–1958, 2001. 15
- FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E. **Observed variations of sea surface temperature. Climate-Ocean Interaction.** Oxford: Proc. Workshop, 1990. 21-52 p. 13
- FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E.; KATES, F. E. Worldwide marine temperature fluctuations 1856-1981. **Nature**, v. 310, p. 602–606, 1984. 13
- FRAEDRICH, K.; LESLIE, M. Estimates of cyclone track predictability. I: Tropical cyclones in the Australian region. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, p. 79–92, 1989. 39
- FRIIS-CHRISTENSEN, E.; LASSEN, K. Length of solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. **Science**, v. 254, p. 698–700, 1991. 15
- GIANNINI, A.; CHIANG, J. C. H.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R. The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic ocean: Contribution of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4530–4544, 2001. 12
- GIANNINI, A.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENOS, and the Atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 13, p. 297–311, 2000. 11, 16, 65
- GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 839–855, 2004. 11, 65, 73

- GILL, A. E. Some simple solutions of heat-induced tropical circulations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 447–462, 1980. 1
- GÖBER, M.; HERZEL, H.; GRAF, H. Dimension-analysis of the El Niño/Southern Oscillation time series. **Annales Geophysica**, v. 10, p. 729–734, 1992. 37, 39
- GOLDENBERG, S. B.; LANDSEA, C. W.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; GRAY, W. M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. **Nature**, v. 293, p. 474–479, 2001. 14, 15, 40
- GRASSBERGER, P. Do climatic attractors exist? **Nature**, v. 323, p. 609–612, 1986. 39
- GRASSBERGER, P.; PROCACCIA, I. Characterization of strange attractors. **Physical Review Letters**, v. 50, n. 5, p. 346–349, 1983. 27, 31, 33, 167
- _____. Estimation of the Kolmogorov entropy from a chaotic signal. **Physical Review A**, v. 28, n. 4, p. 2591–2593, 1983. 27, 167
- GRAY, S. T.; BETANCOURT, J. L.; FASTIE, C. L.; JACKSON, S. T. Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 6, p. 1–4, 2003. 1, 15
- GRAY, W. M.; SHEAFFER, J. D.; LANDSEA, C. W. **Climate trends associated with multidecadal variability of Atlantic hurricane activity**. New York, USA: Springer, 1997. 15–53 p. Disponible em: www.aoml.noaa.gov/hrd/Landsea/climtrend/index.html. 15
- GRIFFIES, S. M.; TZIPERMAN, E. A linear Thermohaline Oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2440–2453, 1995. 14
- GROSSMANN, I.; KLOTZBACH, P. A review of North Atlantic modes of natural variability and their driving mechanisms. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. D24107, 2009. 13
- GU, D.; PHILANDER, S. D. H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, v. 275, p. 805–807, 1997.

HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 202–215, 1976. 9, 65, 80

HOERLING, M. P.; HURRELL, J. W.; XU, T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. **Science**, v. 292, p. 90–92, 2001. 13, 66

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 813–829, 1981. 12

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179–1196, 1981. 1

HOUGHTON, R. W.; TOURRE, Y. M. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuation in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 5, p. 765–771, 1992. 9

HURRELL, J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. **Science**, v. 269, p. 676–679, 1995. 12

_____. **Climate Variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. London: Academic Press, 2003. 439–445 p. 13

HURRELL, J. W.; DESER, C. North Atlantic variability: Role of the North Atlantic Oscillation. **Journal of Marine Systems**, v. 78, p. 28–41, 2009. 12, 13

KANE, R. P. Limited effectiveness of El Niños in causing droughts in ne Brazil and the prominent role of Atlantic parameters. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, n. 12, p. 777–792, 2001. 11

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño/Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, p. D13101, 2006. 81

_____. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531–540, 2007. 143, 147

- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. de. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical pacific and Atlantic oceans and the influence on the south american rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1119–1134, 2011. 81, 82
- KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; ANDREOLI, R. V. A review of short-term climate variability mechanisms. **Advances in Space Research**, v. 35, p. 843–851, 2005. 5
- KERR, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. **Science**, v. 288, p. 1984–1986, 2000. 13
- KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; N., L. Remote Sea Surface Temperature variations during ENOS: evidence for a tropical atmospheric bridge. **Journal of Climate**, v. 12, p. 917–932, 1999. 2, 16, 17
- KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature os persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L20708, 2005. 14, 15, 40, 114
- KNIGHT, J. R.; FOLLAND, C. K.; A., S. A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L17706, 2006. 15, 64
- KOUSKY, V. E.; CHU, P.-S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, p. 457–465, 1978. 64
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, 1984. 1, 5, 11, 80
- KRISHNAMURTI, T. N. Tropical east-west circulations during the northern summer. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 1342–1347, 1971. 22
- KRISHNAMURTI, T. N.; KRISHNAMURTI, M.; KOSS, W. J.; LEE, J. D. Tropical east-west circulations during the northern winter. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 780–787, 1973. 22
- KUSHNIR, Y. Interdecadal variations in the North Atlantic se surface temperature and associated atmospheric conditions. **Journal of Climate**, v. 7, p. 141–157, 1994. 13

- LAMB, P. J.; PEPPLER, R. A. North Atlantic Oscillation: concept and an application. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 68, p. 1218–1225, 1987. 12
- LATIF, M. Tropical Pacific /Atlantic Ocean interactions at multi-decadal time scale. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 539–542, 2001. 2, 16
- LATIF, M.; COLLINS, M.; POHLMANN, H.; KEENLYSIDE, N. A review of predictability studies of Atlantic sector climate on decadal time scale. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5971–5987, 2006. 14, 40
- LIMA, M. C. **Variabilidade da precipitação no Litoral Leste da Região Nordeste do Brasil**. 222 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Curso de Pós-graduação em Meteorologia, São José dos Campos, 1992. 11
- LORENZ, E. N. Dimension of weather and climate attractors. **Nature**, v. 353, p. 241–244, 1991. 37, 39
- MAÑÉ, R. **On the dimension of the compact invariant sets of certain nonlinear maps**. **Dynamical Systems and Turbulence, Lecture Notes in Mathematics**. New York: Springer-Verlag, 1981. 230-242 p. 28
- MANN, M. E.; EMANUEL, K. A. Atlantic hurricane trends linked to Climate Changes. **EOS**, v. 24, p. 233–244, 2006. 14
- MANN, M. E.; PARK, J. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 819–825, 1994. 13, 15
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997. 1, 6, 7, 8, 24, 25, 27
- MARSHALL, J.; KUSHNIR, Y.; BATTISTI, D.; CHANG P, C. A.; DICKSON, R.; HURRELL, J.; MCCARTNEY, M.; SARAVANAN, R.; VISBECK, M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1863–1898, 2001. 13

MCCABE, G. J.; PALECKI, M. A.; BETANCOURT, J. L. Pacific and Atlantic ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States.

Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 101, n. 12, p. 4137–4141, 2004. 1, 6

MESTAS-NUÑES, A. M.; ENFIELD, D. B. Rotated global mode of non-ENOS sea surface temperature variability. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2734–2746, 1999. 40

MINOBE, S. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 6, p. 683–686, 1997. 6, 7, 8

_____. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: role in climatic regime shifts. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 7, p. 855–858, 1999. 7, 8

_____. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific. **Progress in Oceanography**, v. 47, p. 381–408, 2000. 7

MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 22–37, 1985. 10

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 2653–2675, 1981. 9, 11, 65, 80

NICOLIS, C.; NICOLIS, G. Is there a climatic attractor? **Nature**, v. 311, p. 529–532, 1984. 39

_____. Evidence for climatic attractors. **Nature**, v. 326, p. 523, 1987. 39

NICOLIS, G.; PRIGOGINE, I. **Exploring Complexity - An Introduction**. 5. ed. New York, USA: W. H. Freeman and Company, 1998. 312 p. 28, 29

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, p. 2464–2479, 1996. 12, 17

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sample errors in the estimation of Empirical Orthogonal Function. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 699–706, 1982. 23, 40, 44, 51, 53, 55, 163

- PACKARD, N. H.; CRUTCHFIELD, J. P.; SHAW, R. S. Geometry from a time series. **Physical Review Letters**, v. 45, n. 9, p. 712–716, 1980. 28
- PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some Applications of Statistics to Meteorology**. Pennsylvania: State College, the Pennsylvania State University Press, 1968. 268 p. 25
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York, USA: American Institute of Physics, 1992. 520 p. 163
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, p. 205–212, 2001. 11, 81
- PREISENDORFER, R. W. **Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography**. New York, USA: Elsevier, 1988. 425 p. 163
- PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. **Numerical Recipes: the art of Scientific Computing**. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. 1999-2015 p. 25
- RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 354–384, 1982. 5
- ROGERS, J. C. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1999–2015, 1984. 12, 21, 22, 25
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global e regional scale pattern associated with the El Niño/South Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606–1626, 1987. 11, 80
- SCHLESINGER, M.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. **Nature**, v. 367, p. 723–726, 1994. 13
- SCHNEIDER, U.; FUCHS, T.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B. Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. **Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)**, p. 12, 2008. Disponível em: <gpcc.dwd.de>. 21, 22

- SCHOPF, P. S.; SUAREZ, M. J. Vacillation in a coupled Ocean-Atmosphere model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 549–566, 1988. 6
- SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W.; PETERSON, T. C.; LAWRIMORE, J. Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2283–2296, 2008. 21, 22, 53
- STERL, A.; HAZELEGER, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic ocean. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 559–571, 2003. 51, 69
- SUAREZ, M. J.; SCHOPF, P. S. A delayed action oscillator for ENSO. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 21, p. 3283–3287, 1988. 6
- SUTTON, R. T.; HODSON, D. L. R. Atlantic Ocean forcing North America and european summer climate. **Science**, v. 309, p. 115–118, 2005. 15
- _____. Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 20, p. 891–907, 2007. 14
- TAKENS, F. **Detecting strange attractors in turbulence. Dynamical Systems and Turbulence, Lecture Notes in Mathematics**. Berlin: Springer-Verlag, 1981. 366-381 p. 28
- TANG, Y.; DENG, Z. Low-dimensional nonlinearity of enso and its impact on predictability. **Physica D: Nonlinear Phenomena**, v. 239, n. 5, p. 258–268, 2010. ISSN 0167-2789. 37
- TIMMERMANN, A.; OKUMURA, Y.; AN, S.-I.; CLEMENT, A.; DONG, B.; GUILYARDI, E.; HU, A.; JUNGCLAUS, J. H.; RENOLDS, M.; STOCKER, T. F.; STOUFFER, R. J.; SUTTON, R.; XIE, S. P. The influence of a weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENOS. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4899–4919, 2007. 2, 18, 58
- TIMMERMANN, A.; VOSS, R.; GRÖTZNER, A. Northern Hemispheric interdecadal variability: a coupled air-sea mode. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1906–1931, 1998. 14
- TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelets analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998. 24, 165

- TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2679–2690, 1999. 24
- TRENBERTH, K. E. A definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771–2777, 1997. 6, 24, 25
- TSONIS, A. A.; ELSNER, J. B. The weather attractor over very short timescales. **Nature**, v. 333, p. 545–547, 1988. 39
- _____. Chaos, strange attractors, and wheather. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 70, n. 1, p. 14–23, 1989. 37, 39
- VAN LOON, H. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: general description. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1095–1106, 1978. 12
- VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904–2920, 1997. 51, 69, 145
- VINES, R. G. Rainfall patterns in India. **International Journal of Climatology**, v. 6, p. 135–138, 1986. 15
- VISBECK, M.; HURRELL, J.; POLVANI, L.; CULLEN, H. M. The North Atlantic oscillation: past, present, and future. **Proceedings of the National Academy of Sciences the United States of America**, v. 98, p. 12876–12877, 2001. 13
- WALKER, G. T. A linear Thermohaline Oscillator driven by stochastic atmospheric forcin. **Memoirs of the India Meteorological Department**, v. 24, p. 275–332, 1924. 5
- WALLACE, J.; GUTZLER, D. Teleconnections in the geopotencial height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 785–812, 1981. 1, 12
- WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Nino/Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 399–319, 2002. 22
- _____. An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L12702, 2006. 81

- WANG, X.; WANG, C.; ZHOU, W.; WANG, D.; SONG, J. Teleconnected influence of North Atlantic sea surface temperature on the El Niño onset. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 663–676, 2011. 18, 19, 58, 84, 147
- WANG, X.; WANG, D.; ZHOU, W. Decadal variability of twentieth-century El Niño and La Niña occurrence from observations and IPCC AR4 coupled models. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. L11701, 2009. 84
- WANNER, H.; BRONNIMANN, S.; CASTY, C.; GYALISTRAS, D.; LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; STEPHENSON, D. B.; XOPLAKI, E. North Atlantic Oscillation - concepts and studies. **Survey in Geophysics**, v. 22, p. 321–382, 2001. 13
- WEAVER, A. J.; MAROTZKE, J.; CUMMINS, P. F.; SARACHIK, E. S. Stability and variability of Thermohaline Circulation. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, p. 39–60, 1993. 14, 114
- WOLF, A.; SWIFT, J. B.; SWINNEY, H. L.; VASTANO, J. A. Determining Lyapunov Exponent from a time series. **Physica D**, v. 16D, p. 663–676, 1985. xv, 29, 30, 31
- WYRTKI, K. El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. **Journal of Physical Oceanography**, v. 5, p. 572–584, 1975. 6
- XIE, S.-P.; CARTON, J. A. In **Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction**. Washington D.C., 2004. 405 p. Disponível em: <<http://www.agu.org/books/gm/v147/>>. 14, 40
- ZEBIAK, S. E. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1567–1586, 1993. 9, 69
- ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic Thermohaline circulation. **Geophysical Research Letters**, v. 18, p. 1853–1860, 2005. 2, 16
- ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1004–1020, 1997. 1, 6

APÊNDICE A - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

As FOE, também chamada de análise de componentes principais (autovetor), fornecem um método conveniente de estudo de variabilidade espacial e temporal de séries longas de dados sobre uma grande área (PREISENDORFER, 1988; PEIXOTO; OORT, 1992). Seu cálculo aplica-se a campos de anomalia, consistindo na construção de uma matriz de correlação (ou covariância) e diagonalização, tendo como resultado um conjunto de autovetores e autovalores. A análise de CPs tem as seguintes características: usa uma transformada linear nos dados que resulte em uma variância máxima; os modos são mutualmente não correlacionados. O primeiro modo tem maior fração da variância total, o segundo segundo modo explica a maior fração da variância restante, e assim por diante. Cada autovetor (modos da FOE) pode ser considerado como um padrão espacial. A evolução temporal é resultado da projeção do autovetor sobre o campo original obtendo um série temporal chamada de coeficiente de expansão ou componente principal. A separação dos modos é testada usando o método proposto por North et al. (1982), com o objetivo de obter modos fisicamente significativos. Dessa maneira, um modo m é estatisticamente significativo se o seu autovalor (λ_m) é separado dos autovalores vizinhos, seguindo as condições:

$$\delta\lambda_{m-1} < \Delta\lambda_{m-1} \quad e \quad \delta\lambda_m < \Delta\lambda_m$$

com

$$\delta\lambda_m \approx \lambda_m \left(\frac{2}{N} \right)^{1/2}$$

onde N é o número de observações e $\Delta\lambda_m = \lambda_m - \lambda_{m+1}$ o espaçamento entre os autovalores.

A.1 Solução do Problema de Autovetor e Autovalor

Deseja-se maximizar a variância do produto:

$$\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\mathbf{f}_n \cdot \mathbf{e}_m)^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\mathbf{e}_m^T \mathbf{F} \mathbf{F}^T \mathbf{e}_m) = \mathbf{e}_m^T \mathbf{C} \mathbf{e}_m \quad (\text{A.1})$$

onde \mathbf{f}_n é o conjunto de dados (para um ponto com n tempo), \mathbf{e}_m são as bases ortogonais no espaço vetorial que melhor representa agrupamentos de \mathbf{f}_n , e \mathbf{C} é matriz covariância dos dados, caracterizada como uma matriz simétrica real $M \times M$,

definida como:

$$\mathbf{C} = \frac{1}{N} \mathbf{F} \mathbf{F}^T$$

cujos elementos são:

$$c_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N f_{in} f_{jn}$$

os elementos da diagonal (c_{ii}) são as variâncias. Dada a maximização de A.1, o próximo passo é a solução de problema de autovetor e determinação de autovalor:

$$(\mathbf{C} - \lambda \mathbf{I}) \mathbf{e}_m = 0 \quad (\text{A.2})$$

onde o vetor \mathbf{e}_m é o vetor característico associado com o valor característico λ_m (multiplicador lagrangeano) que para este problema é também a variância, \mathbf{I} é a matriz unitária de ordem M . Cada autovalor λ_m explica uma fração da variância total $\lambda_m / \sum \lambda_i$; e decrescem em magnitude, $\lambda_1 \leq \lambda_2 \leq \dots \leq \lambda_M$, logo os primeiros modos explicam a maior parte da variância total. O vetor observação \mathbf{f}_n pode ser expresso como a combinação linear de \mathbf{M} autovetores, \mathbf{e}_m :

$$\mathbf{f}_n = \sum_{m=1}^M p_{mn} \mathbf{e}_m$$

onde p_{mn} são as componentes ou projeções de \mathbf{f}_n em \mathbf{e}_m , dadas por: $p_{mn} = \mathbf{e}_m^T \mathbf{f}_n$. Logo, podem ser escrita na seguinte notação:

$$\mathbf{P} = \mathbf{E}^T \mathbf{F}$$

O autovalor são as as médias quadradas do coeficiente de vários modos.

$$\sum_{n=1}^N \mathbf{f}_n \cdot \mathbf{f}_n = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N p_{mn}^2 \quad (\text{A.3})$$

sendo

$$\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N p_{mn}^2 = \lambda_m.$$

APÊNDICE B - ONDALETAS

A análise de ondaleta vem sendo empregada na área de geociências e estuda a variação localizada da variância dentro de uma série temporal pela decomposição dessa série no espaço tempo-frequência. Com essa técnica é possível a determinação dos modos dominantes de variabilidade e como estes modos variam no tempo (TORRENCE; COMPO, 1998). A ondaleta permite a análise espectral para diferentes frequências e não necessita de série estacionária. Desta forma, será utilizada a função de ondaleta de Morlet, definida por (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{B.1})$$

sendo η e ω_0 o parâmetro tempo adimensional e a frequência adimensional, respectivamente. Pelo teorema da convolução, a transformada continua de ondaleta é a transformada inversa de Fourier do produto (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$W_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\Psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (\text{B.2})$$

em que

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N}$$

é a Transformada discreta de Fourier da serie temporal x_n para N convoluções simultâneas no espaço de fase de Fourier. $\hat{\Psi}^*(s\omega)$ é o complexo conjugado da transformada de Fourier da função de ondaleta $\Psi(t/s)$, e s a escala da ondaleta.

A Transformada de Ondaleta é um filtro passa-banda de forma uniforme com variação em tamanho e largura. Logo, a série temporal filtrada pela ondaleta pode ser escrita por (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$x'_n = \frac{\delta_j \delta_t^{1/2}}{C_\delta \Psi_0(0)} \sum_{j=0}^J \frac{\Re[W_n(s_j)]}{s_j^{1/2}} \quad (\text{B.3})$$

onde δ_t é a escala de tempo, δ_j é o fator de escala de medida, $\Psi_0(0)$ é a função contínua de ondaleta para $\eta = 0$ e C_δ é o fator de reconstrução. Estes valores são tabelados em Torrence e Compo (1998) para as três funções básicas de ondaletas (Morlet, Paul e da derivada de uma gaussiana).

Uma das principais vantagens para o uso de ondaletas como filtro é que, *a priori*, não provoca perda de dados na ação da filtragem. Além disso, o uso do PGO para encontrar as oscilações dominantes através dos picos de variância significativo é eficiente para qualquer escala.

APÊNDICE C - APLICAÇÃO DA RECONSTRUÇÃO DO ESPAÇO DE FASE A PARTIR DE SÉRIES TEMPORAIS

A ciência clássica prioriza a ordem e a estabilidade, enquanto que em todos os níveis de observação é reconhecido hoje, o papel primordial da instabilidade e das flutuações, levando à noções de escolhas múltiplas e de previsibilidade limitada. A ciência clássica também estuda sistemas fechados e em equilíbrio, enquanto que a Teoria da Complexidade estuda os sistemas abertos e distantes do equilíbrio.

Muitos estudos estão sendo conduzidos desde da década de 1980 (GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983a; GRASSBERGER; PROCACCIA, 1983b; ECKMANN; PROCACCIA, 1983), explorando as implicações de modelos para várias quantidades invariantes sob a dinâmica, tais como a dimensionalidade do atrator e os expoentes de Lyapunov do sistema. Estes fatores invariantes são bases para verificação de modelos, são independentes das condições iniciais do sistema e não são sensíveis a pequenas perturbações em uma órbita, enquanto órbitas individuais do sistema são exponencialmente sensíveis a essa perturbação (ABARBANEL et al., 1993).

É mostrado a seguir a reconstrução de sistema do modelo matemático com comportamento caótico de Rössler (1976). Neste modelo há três variáveis e um termo não linear quadrático:

$$\begin{aligned}\frac{dx}{dt} &= -y - z \\ \frac{dy}{dt} &= x + ay \\ \frac{dz}{dt} &= bx - cz + xz\end{aligned}\tag{C.1}$$

Na Figura C.1 apresenta o atrator resultante das equações do modelo de Rössler, usando $dt = 0,01$ e um número de amostragem de 10000, para $a = 0,32$, $b = 0,3$ e $c = 4,5$. E na Figura C.2 está a componente $x(t)$ de C.1.

Comparando a Figura C.1 e a Figura C.3 vemos que a geometria e os traços complicados são semelhantes, porém na Figura C.3 um pouco distorcidos. Assim, através da defasagem temporal de componente $x(t)$ é possível traçar um esboço do atrator de Rössler. De maneira análoga, é possível reconstruir da dinâmica de um sistema utilizando uma série temporal unidimensional.

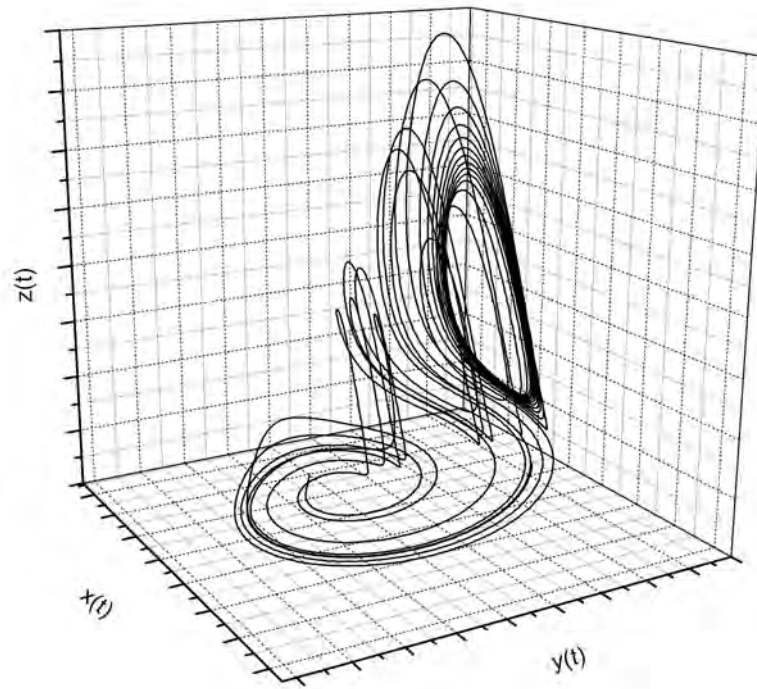


Figura C.1 - Atrator caótico obtido por integração numérica do modelo de Rössler, com $a = 0,32$, $b = 0,3$ e $c = 4,5$.

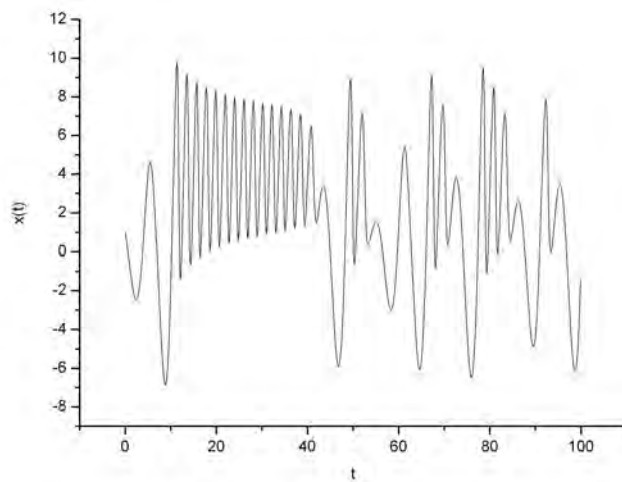


Figura C.2 - Componente $x(t)$ das equações de Rössler.

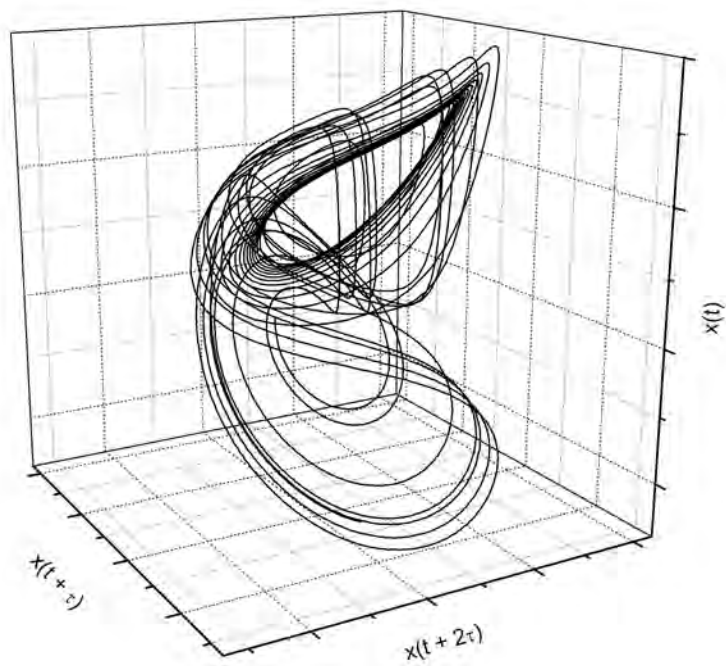


Figura C.3 - Reconstrução do atrator de Rössler por meio de defasagem de série temporal da componente $x(t)$.

ANEXO A - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO

Tabela A.1 - Porcentagens da distribuição do coeficiente de correlação

Graus de Liberdade	0,10	0,05	0,01	0,001
1	0,9877	0,9969	0,9999	0,999
2	0,900	0,950	0,990	0,999
3	0,805	0,878	0,959	0,991
4	0,729	0,811	0,917	0,974
5	0,669	0,754	0,875	0,951
6	0,621	0,707	0,834	0,925
7	0,582	0,666	0,789	0,898
8	0,549	0,632	0,765	0,872
9	0,521	0,602	0,735	0,847
10	0,497	0,576	0,708	0,823
11	0,476	0,553	0,684	0,801
12	0,457	0,532	0,661	0,780
13	0,441	0,514	0,641	0,760
14	0,426	0,497	0,623	0,742
15	0,412	0,482	0,606	0,725
16	0,400	0,468	0,590	0,708
17	0,389	0,456	0,575	0,693
18	0,378	0,444	0,561	0,679
19	0,369	0,433	0,549	0,665
20	0,360	0,423	0,537	0,652
25	0,323	0,381	0,487	0,597
30	0,296	0,349	0,449	0,554
40	0,257	0,304	0,393	0,490
50	0,231	0,273	0,354	0,443
60	0,211	0,250	0,325	0,408
80	0,183	0,217	0,283	0,357
100	0,164	0,195	0,254	0,321

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.