



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-6776-TDI/637

**VARIABILIDADE INTERANUAL DE CAMPOS ATMOSFÉRICOS
TOTAIS E ZONALMENTE ASSIMÉTRICOS**

Rita Valéria Andreoli

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pela Dra. Mary Toshie Kayano,
aprovada em março de 1998.

INPE
São José dos Campos
1998

551.583 (8)

ANDREOLI, R. V.

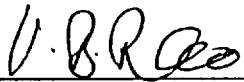
Variabilidade interanual de campos atmosféricos totais e zonalmente assimétricos / R. V. Andreoli. – São José dos Campos: INPE, 1998.

121p. – (INPE-6776-TDI/637).

1. Circulação assimétrica. 2. Variação anual. 3. El niño. 4. Oscilação sul. 5. Funções ortogonais. 6. América do Sul. I Título.


Aprovada pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de Mestre em Meteorologia.

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



Presidente

Dra. Mary Toshie Kayano



Orientador

Dr. Kioshi Hada



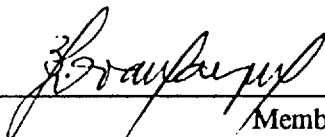
Membro da Banca

Dr. Manoel Alonso Gan



Membro da Banca

Dr. Valdo da Silva Marques



Membro da Banca
- Convidado -

Candidata: Rita Valéria Andreoli

São José dos Campos, 12 de março de 1998

*A minha família
meu reconhecimento
e gratidão*

AGRADECIMENTOS

Dentre as pessoas que de alguma forma colaboraram para a execução e finalização desta dissertação, quero agradecer:

À minha orientadora, Dra Mary Toshie Kayano pelo incentivo e orientação durante o desenvolvimento desta dissertação, assim como os dados, artigos e programas que me forneceu;

À banca examinadora, Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao, Dr. Kioshi Hada, Dr. Manoel Alonso Gan e Dr. Valdo da Silva Marques, pelas sugestões;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo;

À minha família, e ao Rodrigo pelo apoio que dispensaram durante o desenvolvimento desse trabalho;

Aos colegas de turma pelo carinho e pela amizade;

Enfim, a todos os amigos que direta ou indiretamente contribuíram para meu crescimento e caminharam comigo em mais essa etapa;

Muito obrigada.

RESUMO

A variabilidade interanual de campos atmosféricos totais e zonalmente assimétricos é estudada através de análises de variâncias, padrões de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) bem como usando mapas de correlações entre as séries temporais de componentes principais e séries de anomalias filtradas de algumas variáveis, para os períodos de DJF e JJA. O período de estudo é de 1979 à 1995. A área de estudo abrange todas as longitudes porém é delimitada latitudinalmente pelos paralelos 80°S e 80°N. Análise de variâncias (total, interanual e suas razões) foram feitas para pressão ao nível do mar (PNM), vento zonal em 200 hPa, altura geopotencial em 500 hPa, radiação de onda longa (ROL), velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa, e temperatura em 925 hPa, e para altura geopotencial em 500 hPa assimétrico. Estas análises sugerem que a alta variabilidade nos trópicos está relacionada ao ciclo El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Sazonalidade é evidente em todos os padrões das variâncias para todas as variáveis, com a máxima variabilidade nas latitudes médias e altas do hemisfério de inverno, exceto para ROL e velocidade vertical. Para essas duas variáveis a variabilidade é pronunciada nos trópicos e durante o verão do HS. O primeiro modo de PNM mostra um padrão de onda número um nas regiões tropical e extratropical, que descreve características consistentes com os extremos da Oscilação Sul (OS). Os padrões de correlação para as outras variáveis mostram diferenças sazonais possivelmente relacionadas a época que se estabelecem os estágios ENOS. As características mais importantes estão relacionadas ao padrão do tipo trem de ondas encontrado nos campos totais e assimétricos de correlação da componente zonal do vento em 200 hPa e da altura geopotencial em 500 hPa. Em DJF notam-se, para a componente assimétrica destas variáveis, padrões de trem de ondas na região do Atlântico/África. Em JJA observa-se um padrão de trem de ondas para o vento zonal assimétrico no Pacífico Sul. Estas características não são observadas nos correspondentes campos totais. As características distintas para os padrões atmosféricos de campos totais e assimétricos do vento zonal em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa, sugerem que possivelmente a parte assimétrica dessas variáveis desempenha papel importante nas interações das circulações tropical e extratropical.

INTERANNUAL VARIABILITY OF TOTAL AND ZONALLY ASYMMETRIC
ATMOSPHERIC FIELDS

ABSTRACT

Interannual variability of total and zonally asymmetric atmospheric fields is studied through analyses of variances and Empirical Orthogonal Function (EOF) patterns as well as using correlation maps between principal component time series and filtered anomalous time series of some variables for DJF and JJA periods. The period of study spans from 1979 to 1995. The domain of the study covers all longitudes but it is latitudinally limited by the parallels 80°S and 80°N. Variance analyses (total, interannual and their ratios) were done for the total sea level pressure (SLP), zonal wind at 200 hPa, geopotential height at 500 hPa, vertical velocity in pressure coordinates at 500 hPa, outgoing longwave radiation (OLR) and temperature at 925 hPa and for asymmetric geopotential height at 500 hPa. These analyses suggest that the high variability in the tropics is related to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) cycle. Seasonality is evident in the variance patterns for all variables, with the highest variability in middle and high latitudes of the winter hemisphere, except for OLR and vertical velocity. For these two variables, highest variability was seen in the tropics and during the austral summer. The first mode of the SLP shows a wavenumber one pattern in the tropical and extratropical regions, which describes features consistent with the extremes in the Southern Oscillation (SO). The correlation patterns for the other variables show seasonal differences possibly related to the periods when the extremes in the SO occur. The most important features are related to wave train pattern found for the total and asymmetric correlation fields of zonal wind at 200 hPa and geopotential height at 500 hPa. In DJF, the asymmetric of these variables show a wave train pattern in Atlantic/Africa region. In JJA wave pattern for asymmetric zonal wind at 200 hPa in the South Pacific is observed. The distinct features of the atmospheric patterns of asymmetric and total fields of zonal wind at 200 hPa and geopotential height at 500 hPa, suggest that possibly the asymmetric part of these variables plays an important role in the interactions of extratropical and tropical circulations.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE SIGLAS	xxiii
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS</u>	1
1.1- Introdução	1
1.2- Objetivos	2
<u>CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	5
2.1 - Efeitos Globais	14
<u>CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA</u>	19
3.1 - Fonte de dados	19
3.2 - Metodologia	20
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS</u>	23
4.1 - Análises de variâncias	23
4.1.1 - Campos Totais	23
4.1.1.1 - Pressão ao Nível do Mar	23
4.1.1.2 - Radiação de Onda Longa	27
4.1.1.3 - Altura geopotencial em 500 hPa	31

4.1.1.4 - Componente zonal do vento em 200 hPa.....	35
4.1.1.5 - Velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa.....	40
4.1.1.6 - Temperatura em 925 hPa.....	43
4.1.2 - Campo Assimétrico.....	47
4.1.2.1 - Altura Geopotencial em 500 hPa.....	47
4.2 - Análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) .	51
4.3 - Padrões de correlação dos campos totais para DJF e JJA.....	54
4.3.1 - Componente zonal do vento em 200 hPa.....	55
4.3.2 - Radiação de Onda Longa.....	59
4.3.3 - Velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa.....	61
4.3.4 - Altura Geopotencial em 500 hPa.....	63
4.3.5 - Temperatura em 925 hPa.....	66
4.4 - Padrões de correlação dos campos zonalmente assimétricos para DJF e JJA.....	69
4.4.1 - Componente zonal do vento em 200 hPa.....	72
4.4.2 - Altura Geopotencial em 500 hPa.....	73
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u>	77
<u>CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	81
APÊNDICE A - DESVIOS EM RELAÇÃO A MÉDIA ZONAL.....	89
APÊNDICE B - FILTROS DE LANCZOS.....	91
APÊNDICE C - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS.....	93

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- 2.1 - PNM para janeiro (1971-76). Adaptado de Godbole e Shukla (1981). As estações chaves na OS e indicada na figura são: Capetown (Ca), Bombay (B), Madras (M), Calcutá (C), Djakarta (Dj), Darwin (D), Perth (P), Ilha de Canton (CI), Tahiti (T), Rapa (R), Ilha de Pácoa (E), Ilha de Juan Fernandez (J), Ilha de Galapagos (G), Puerto Chicama (PC), Santiago (S) e Buenos Aires (BA). (Fonte: Kousky e Cavalcanti, 1993)..... 7
- 2.2 - Campos de anomalias de velocidade potencial (m^2s^{-1}) em 200 hPa para DJF de: (a) 1982-83; (b) 1983-84. Intervalo de contorno é de $10^6 m^2s^{-1}$. (Fonte: Kayano et al., 1989)..... 9
- 3.1 - Função resposta do filtro de Lanczos passa baixa com frequência de corte 0,027 e 147 pesos..... 20
- 4.1 - Variâncias total (a) e interanual (b) de PNM (hPa^2) e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $20 hPa^2$ para (a), $5 hPa^2$ para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de $140 hPa^2$ para (a), $30 hPa^2$ para (b) e 45 % para (c) são

	sombreados.....	25
4.2 -	Variâncias total (a) e interanual (b) de PNM (hPa^2) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de 20 hPa^2 para (a), 5 hPa^2 para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de 140 hPa^2 para (a), 30 hPa^2 para (b) e 45 % para (c) são sombreados.....	26
4.3 -	Variâncias total (a) e interanual (b) de ROL (W^2m^{-4}) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $200 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (a), $100 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $800 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (a), $300 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados.....	29
4.4 -	Variâncias total (a) e interanual (b) de ROL (W^2m^{-4}) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $100 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (a), $50 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $600 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (a), $150 \text{ W}^2\text{m}^{-4}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados.....	30
4.5 -	Variâncias total (a) e interanual (b) de altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores	

- acima de $18 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $4 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 45 % para (c) são sombreados.. 33
- 4.6 - Variâncias total (a) e interanual (b) de altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $18 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $4 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 40 % para (c) são sombreados... 34
- 4.7 - Variâncias total (a) e interanual (b) da componente zonal do vento (m^2s^{-2}) em 200 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $200 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados..... 36
- 4.8 - Variâncias total (a) e interanual (b) da componente zonal do vento (m^2s^{-2}) em 200 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 30 % para (c) são sombreados..... 39
- 4.9 - - Variâncias total (a) e interanual (b) da velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) em 500 hPa, e a razão

- entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de 1×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 150 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de 4×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 600 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 40 % para (c) são sombreados..... 41
- 4.10 - Variâncias total (a) e interanual (b) da velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) em 500 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de 1×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 150 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de 4×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 450 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 40 % para (c) são sombreados..... 42
- 4.11 - Variâncias total (a) e interanual (b) de temperatura (K^2) em 925 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de 10 K^2 para (a), 2 K^2 para (b) e 20 (%) para (c). Valores acima de 50 K^2 para (a), 10 K^2 para (b) e 60 % para (c) são sombreados..... 45
- 4.12 - Variâncias total (a) e interanual (b) de temperatura (K^2) em 925 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de 10 K^2 para (a), 2 K^2 para (b) e 20 (%) para (c). Valores acima de 50 K^2 para

- (a), 10 K^2 para (b) e 60 % para (c) são sombreados..... 46
- 4.13 - Variâncias total (a) e interanual (b) da parte zonalmente assimétrica para altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de $15 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $3 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 20 % para (c) são sombreados..... 49
- 4.14 - Variâncias total (a) e interanual (b) da parte zonalmente assimétrica para altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), 500 gpm^2 para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $15 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1,5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 20 % para (c) são sombreados..... 50
- 4.15 - (a) Padrão espacial de PNM do primeiro modo para DJF. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído. Contornos negativos são tracejados. (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo..... 52
- 4.16 - (a) Padrão espacial de PNM do primeiro modo para JJA. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído. Contornos negativos são tracejados. (b)

	Componente principal correspondente ao primeiro modo.....	54
4.17 -	Padrão de correlação espacial para a componente zonal do vento em 200 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	57
4.18 -	Padrão de correlação espacial para ROL para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	60
4.19 -	Padrão de correlação espacial para a velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	63
4.20 -	Padrão de correlação espacial para altura geopotencial em 500 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	65
4.21 -	Padrão de correlação espacial para temperatura em 925 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando	

	em 0,5. O contorno zero está incluído.....	68
4.22 -	(a) Padrão da parte zonalmente assimétrica de PNM do primeiro modo para DJF. Intervalo de contorno é de 0,2. O de contorno zero não está incluído; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.....	70
4.23 -	(a) Padrão da parte zonalmente assimétrica de PNM do primeiro modo para JJA. Intervalo de contorno é de 0,2. O de contorno zero não está incluído; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.....	71
4.24 -	Padrão de correlação espacial para a parte zonalmente assimétrica da componente zonal do vento em 200 hPa para: (a) DJF e (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	73
4.25 -	Padrão de correlação espacial para a parte zonalmente assimétrica da altura geopotencial em 500 hPa para: (a) DJF e (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.....	75

LISTA DE SIGLAS

DJF	Dezembro- janeiro-fevereiro
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
JJA	Junho-julho-agosto
N	Norte
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OS	Oscilação Sul
PNM	Pressão ao Nível do Mar
ROL	Radiação de Onda Longa
S	Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
W	Oeste
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico Sul
ZCPS	Zona de convergência do Pacífico Sul
ZCIT	Zona de convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1 - INTRODUÇÃO

Em escalas de tempo mensal a anual, a circulação da atmosfera nos trópicos é dominada por fontes de calor quase-estacionárias associadas às características da circulação de grande escala incluindo monções, zonas de convergências, e anticiclones na troposfera superior com escalas de espaço e tempo maiores do que aquelas de distúrbios transientes tropicais (Rasmusson e Arkin, 1985). No entanto, estas características climatológicas podem apresentar consideráveis variações de um ano a outro.

Nas últimas décadas, houve um avanço considerável dos pontos de vista teórico e observacional, especialmente no que concerne ao entendimento das respostas atmosféricas a forçantes térmicas climatológicas e anômalas. Com respeito as fontes anômalas de calor o avanço esteve condicionado aos impactos climáticos relacionados à variabilidade interanual da atmosfera tropical que inclui fenômenos como o El Niño - Oscilação Sul (ENOS).

O estudo destes fenômenos tem uma grande importância do ponto de vista científico e também envolve interesses econômicos e sociais. Haja visto que as ocorrências de anomalias climáticas extremas tais como seca

prolongada ou precipitação excessiva, tem enormes impactos com reflexos diretos na economia e população das regiões afetadas. Assim, um melhor entendimento físico dos fatores que determinam as variabilidades climáticas de grande escala, pode fornecer subsídios para o monitoramento e previsão a longo prazo de tais eventos.

Atualmente estão disponíveis os dados reanalisados que têm a vantagem do mesmo modelo ter sido usado na sua geração, e de abrangerem períodos relativamente longos. Séries relativamente longas permite o uso de técnicas objetivas na determinação dos padrões anômalos da circulação atmosférica. Faz-se uso de um método estatístico de análise multivariada denominado Análise por Funções Ortogonais Empíricas (EOF). Esta técnica tem sido bastante utilizada em Meteorologia para se estudar os padrões atmosféricos dominantes relacionados com fenômenos de várias escalas de tempo e espaço (Legler, 1983).

1.2.- OBJETIVOS

Dentro deste contexto, o objetivo do presente trabalho é estudar a variabilidade interanual dos padrões atmosféricos dos campos totais e assimétricos de algumas variáveis selecionadas. Serão investigadas as conexões entre as circulações extratropicais e tropicais, com um enfoque para a região da América do Sul.

Especificamente deteve-se a:

- determinar os padrões interanuais da circulação atmosférica (considerando algumas variáveis selecionadas) para verão e inverno,

- determinar os padrões interanuais de circulação atmosférica zonalmente assimétrica para verão e inverno,

- avaliar as variações interanuais destes padrões,

- investigar as diferenças sazonais destes padrões.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A variabilidade interanual da atmosfera global revela claramente um sinal dominante da Oscilação Sul (OS), que é notável sobre o Pacífico Tropical, onde a amplitude desta oscilação pode igualar ou exceder o ciclo anual, podendo estender-se para os extratropicais de ambos os hemisférios (Rasmusson e Arkin, 1985). As principais características da OS incluem: 1) balanço de Pressão ao Nível do Mar (PNM) entre a alta subtropical do Pacífico Sudeste e a região de baixa pressão que se estende através do Oceano Índico desde a África até norte da Austrália, 2) variações interanuais na intensidade dos alísios no Pacífico, 3) variações interanuais na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Pacífico Tropical (Kousky et al., 1984). As regiões com o balanço na PNM como definido no item (1) correspondem aos dois centros de ação da OS, e portanto um centro refere-se a área de baixa pressão no Índico/Indonésia e o outro à área nas vizinhanças da alta subtropical na região leste e central do Oceano Pacífico Sul.

A OS é descrita por um índice que indica sua intensidade e fase, o qual é definido pela diferença entre os desvios normalizados da PNM de duas estações pertencentes aos dois centros de ação (Kousky e Cavalcanti, 1984). A fase positiva da OS ocorre quando a alta subtropical do Pacífico Sudeste e o sistema de pressão

baixa na Indonésia são mais fortes que o normal. Estas condições proporcionam um aumento na atividade convectiva e precipitação sobre a região da Indonésia, além de alísios de sudeste mais fortes associados à alta subtropical mais intensa no Pacífico Leste. Durante a fase negativa da OS, o sistema de pressão baixa na Indonésia e a alta subtropical do Pacífico Sudeste são mais fracos. Com isso, a atividade convectiva é menor na Indonésia e norte da Austrália e maior na região equatorial do Pacífico Leste, e os ventos de sudeste nesta região tornam-se mais fracos que o normal (Kousky e Cavalcanti, 1984). A extensão espacial da OS, as localizações de seus principais centros de ação (um incluindo Índico e Indonésia e o outro no Oceano Pacífico Central e Leste) podem ser visualizadas na Fig 2.1. Nesta figura está representada a distribuição de PNM média para janeiro juntamente com a localização das estações referenciadas em estudos da OS.

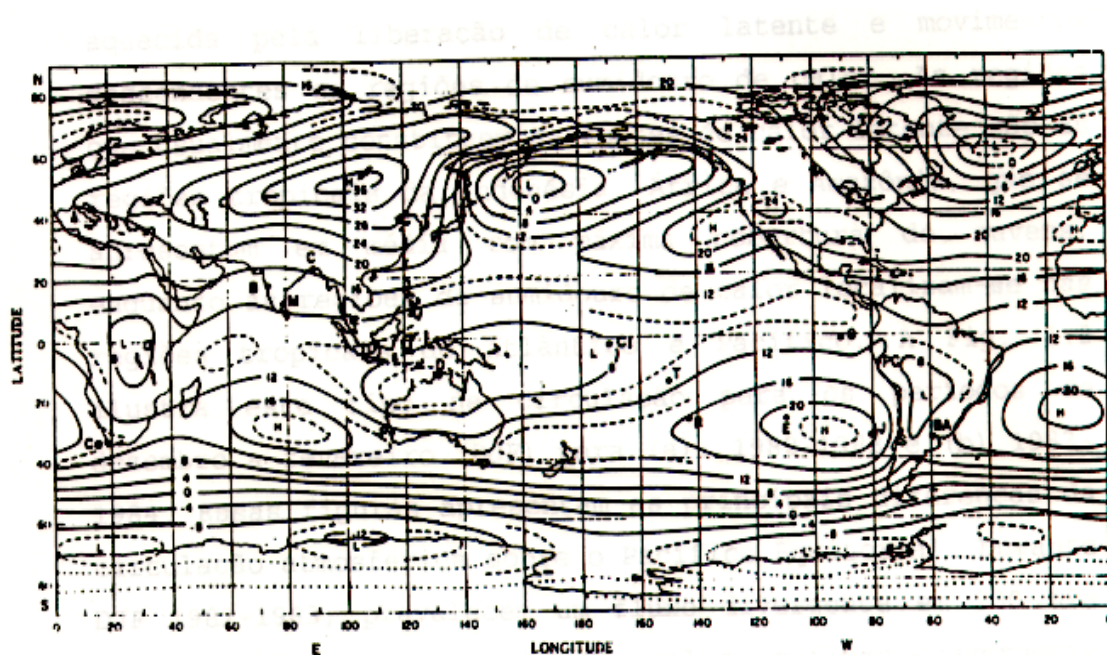


Fig. 2.1 - PNM para janeiro (1971-76). Adaptada de Godbole e Shukla (1981). As estações chaves na OS e indicadas na figura são: Capetown (Ca), Bombay (B), Madras (M), Calcutá (C), Djakarta (Dj), Darwin (D), Perth (P), Ilha de Canton (CI), Tahiti (T), Rapa (R), Ilha de Páscoa (E), Ilha de Juan Fernandez (J), Ilha de Galapagos (G), Puerto Chicama (PC), Santiago (S) e Buenos Aires (BA).
 FONTE: Kousky e Cavalcanti (1984).

Os padrões anômalos da circulação de grande escala estão associados às variações na circulação de Walker, que é uma circulação direta com movimentos ascendentes nas regiões onde a atmosfera está sendo aquecida pela liberação de calor latente e movimentos descendentes em regiões de sumidouro de calor. As regiões que usualmente constituem as fontes de calor latente são as regiões tropicais da Indonésia, África e Amazônia, que se apresentam em média com máxima cobertura de nuvens, enquanto as regiões de sumidouro de calor localizam-se nas regiões tropicais do Atlântico e Pacífico. A Figura 2.2 ilustra este tipo de circulação para os períodos de dezembro a fevereiro (DJF) para (a): ano de El Niño (1982-1983) e (b) ano anti-El Niño (1983-1984). Essas figuras apresentam as principais diferenças da circulação atmosférica sobre o Pacífico Equatorial. Durante DJF 1982-1983, prevalecem um fluxo divergente em 200 hPa sobre o Pacífico Equatorial Central e um fluxo convergente sobre a região da Indonésia, enquanto durante DJF de 1983-1984, o fluxo divergente estende-se para a região da Indonésia e águas adjacentes.

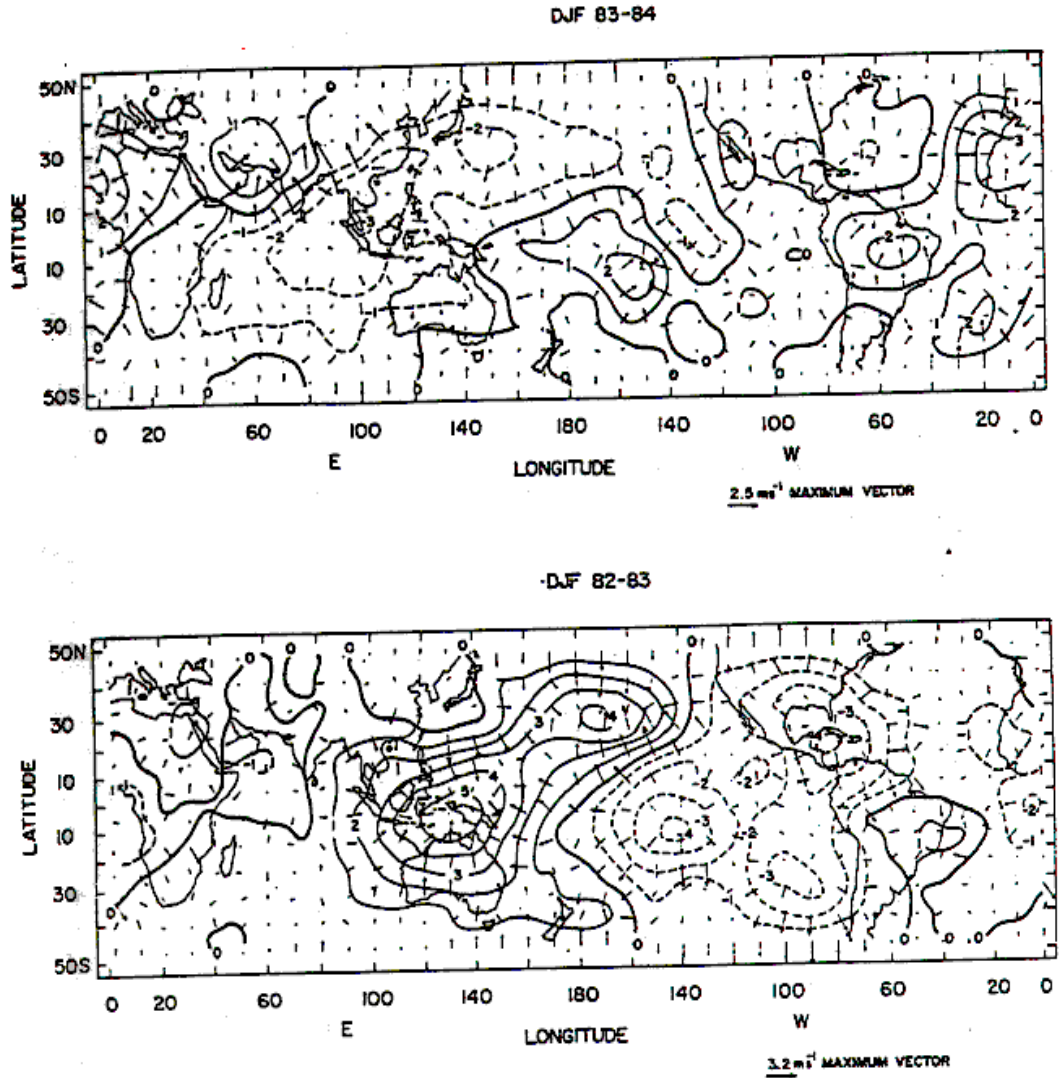


Fig 2.2 - Campos de anomalias de velocidade potencial (m^2s^{-1}) em 200 hPa para DJF de: (a) 1982-83, (b) 1983-1984. Intervalo de contorno é de $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$.
 FONTE: Kayano et al. (1989)

As variações na intensidade da célula de Walker e as correspondentes tendências na OS, proposto por Bjerknes (1969), poderiam ser dirigidas por gradientes de TSM entre o Pacífico Leste e Oeste e pelos ventos de leste, da seguinte maneira: um forte (fraco) gradiente horizontal de pressão entre o Pacífico Leste e Oeste está associado ao fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos equatoriais de leste, e também ao aumento (diminuição) da ressurgência no Pacífico Leste, acentuando (atenuando) o gradiente de TSM entre o lado leste e oeste do Pacífico. Além disso, Bjerknes (1969) sugeriu que na circulação de Walker o movimento ascendente que induz a condensação, através da liberação de calor latente, tem origens na intensa evaporação das águas relativamente quentes no Pacífico equatorial oeste.

Cornejo-Garrido e Stone (1977) mostraram que a intensa condensação associada a circulação de Walker, está mais diretamente relacionada com a região de convergência de umidade do que com a região de intensa evaporação. Eles sugeriram que a hipótese de Bjerknes (1969), com respeito aos gradientes de TSM controlando a circulação de Walker, poderia ser um mecanismo para iniciar a circulação de Walker e não necessariamente para mantê-la.

Nos anos em que ocorrem anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial Leste (episódio quente ou fase quente), e permanecem assim durante vários meses durante a fase negativa da OS, são chamados anos de El Niño. Os anos de La Niña, correspondentes ao episódio frio (ou fase fria), ocorrem durante a fase positiva da OS. Os

padrões anômalos da circulação referentes ao episódio quente estão associados a um deslocamento para leste da circulação de Walker. O movimento ascendente localiza-se no Pacífico Equatorial Central e leste devido à forte convecção estabelecida pelo aquecimento das águas, e o movimento descendente em outras regiões incluindo o nordeste do Brasil. Durante esta fase da OS (quando há uma circulação de Walker fraca), com as águas equatoriais mais quentes no Pacífico Central e Leste, há uma intensificação da célula de Hadley, no hemisfério de inverno, proporcionando um transporte maior de momentum angular para latitudes mais altas e, conseqüentemente, uma corrente de jato subtropical mais forte que o normal. O fortalecimento do jato ocorre devido ao forte aquecimento na região do Pacífico Equatorial, que provoca um aumento do gradiente de temperatura norte-sul e também um transporte de momentum em altos níveis da região de calor latente tropical, para os ventos de oeste (Bjerknes, 1969).

Arkin (1982) sugeriu que a anomalia de TSM associada ao El Niño induz a intensificação da corrente de jato durante os respectivos invernos, em ambos os hemisférios, a qual tem grande influência sobre os padrões mensais ou sazonais de temperatura e precipitação. Para o ano de 1983, os jatos subtropicais mais fortes favoreceram os bloqueios atmosféricos em latitudes médias e altas. Esta situação manteve sistemas frontais persistentes, ocasionando precipitações mais altas, em algumas regiões, as quais incluem o sul do Brasil (Kousky e Cavalcanti, 1984).

Em função do caráter anômalo do El Niño, devido à presença de uma fonte de calor nas longitudes do Pacífico Tropical Leste durante este evento, decorrem mudanças marcantes na circulação tropical e também em outras regiões do globo. Neste contexto, tem-se encontrado evidências observacionais de teleconexões entre a OS e fenômeno de El Niño no Pacífico Leste, anomalias de TSM e da circulação atmosférica (Bjerknes, 1966, 1969, 1972; Horel e Wallace, 1981; Arkin, 1982). O sistema acoplado de interações oceano-atmosfera nos trópicos e o padrão global de teleconexão atmosférica associado é definido como El Niño/Oscilação Sul (ENOS).

Em uma abordagem mais teórica, Hoskins e Karoly (1981) encontraram que, para uma forçante térmica em latitudes subtropicais, as perturbações geradas nos baixos níveis ficam confinadas perto da região forçada. Enquanto para a alta troposfera eles notaram a propagação de ondas em direção aos pólos e para leste, visualizadas através de mapas de desvios de altura geopotencial e vorticidade. Horel e Wallace (1981), confirmaram estes resultados teóricos através de observações e, mostraram que os episódios quentes tendem a ser acompanhados por alturas geopotenciais de 700 hPa abaixo do normal sobre o Pacífico Norte e acima do normal sobre o sudoeste dos Estados Unidos da América.

Rasmusson (1991) relata uma fundamental característica do ciclo ENOS que é o sinal inverso das anomalias de circulação de grande escala entre as fases quentes e frias. Rasmusson e Mo (1993) estudaram o ciclo

ENOS durante 1987-89. Devido à disponibilidade de um período relativamente curto de dados, o ciclo ENOS de 1987-89 é discutido por eles em termos de diferenças para vários parâmetros entre médias sazonais da fase quente de 1987 e a fase fria de 1988-89. As cartas da diferença entre as fases quente e fria refletem o sinal das anomalias. Por conveniência, as características dos mapas de diferenças foram discutidas em termos do sinal das anomalias da fase quente (Rasmusson e Mo, 1993).

Os resultados de Rasmusson e Mo (1993) mostram características distintas da circulação zonalmente assimétrica para verão e inverno relacionados com o ciclo ENOS. No entanto, os resultados foram baseados em somente três anos de dados e acentuam as características da fase quente do ENOS, visto que são mostrados mapas da diferença fase quente menos fase fria.

O trabalho de Matsuno (1966) é um dos primeiros com enfoque teórico e que fornece subsídios necessários para a interpretação da dinâmica envolvida nas circulações tropicais forçadas por fontes e sumidouros de calor descritas acima (fase positiva da OS) ou para casos de El Niño, com a fonte de calor localizada sobre o Pacífico Equatorial Central. Matsuno (1966) utilizou um modelo barotrópico divergente e mostrou a formação de um escoamento zonal ao longo do equador dirigido da fonte para o sumidouro de massa, associadas às soluções do tipo de ondas de Rossby e a formação de circulações anticiclônicas, nos altos níveis em ambos os lados do equador. Basicamente,

seus resultados mostram os aspectos do escoamento forçado por fontes tropicais de calor, a oeste destas.

Mais recentemente, Gill (1980) através de um modelo analítico linear similar ao de Matsuno (1996), forneceu uma interpretação dinâmica com respeito às características das circulações tropicais, forçadas termicamente, encontradas em ambos os lados da fonte de calor. Ele ressaltou que a resposta da atmosfera tropical a uma fonte de calor simétrica em relação ao equador com escoamento zonal nos baixos níveis em direção à fonte, consiste de ondas de Rossby a oeste da forçante e de Kelvin a leste desta. Ele sugeriu que a assimetria leste-oeste deve-se ao fato das ondas de Kelvin, com velocidade de fase três vezes maior que as de Rossby, propagarem-se mais rapidamente para leste da fonte térmica, e influírem a uma distância três vezes maior que a distância de atuação das ondas de Rossby, a oeste da fonte.

2.1 - EFEITOS GLOBAIS

Conforme discutido anteriormente, durante a fase negativa da OS, a ocorrência de secas no centro de ação, que inclui a Indonésia e norte da Austrália, deve-se ao enfraquecimento da convergência em baixos níveis e conseqüentemente da atividade convectiva nesta região. Simultaneamente, o centro de ação do Pacífico Central Tropical recebe um excesso de precipitação, devido aos aumentos de convergência nos baixos níveis e à atividade convectiva, associadas a anomalias positivas de TSM nesta

região (Kousky e Cavalcanti, 1984). Outras regiões fora destes dois centros de ação, também têm seu clima afetado, devido a anomalias no escoamento atmosférico em escala global (Kousky et al., 1984).

Dentre as teleconexões climáticas associadas aos eventos El Niño e La Niña, a que tem sido mais investigada, é a ocorrência de condições anômalas de secas ou enchentes em várias regiões do globo (Horel e Wallace, 1981; Rasmusson e Carpenter, 1982; Ropelewski e Halpert, 1987 e 1989; Kiladis e Diaz, 1989; Halpert e Ropelewski, 1992).

Ropelewski e Halpert (1987), analisando séries temporais de precipitação mensal para 1700 estações através de métodos estatísticos, identificaram as principais regiões do globo cuja precipitação é relacionada com o El Niño. Em adição, a bacia do Oceano Pacífico, onde os padrões de precipitação podem ser diretamente relacionados ao El Niño, quatro regiões da Austrália, duas regiões na América do Sul e Norte, no subcontinente Indiano e África, e uma na América Central, tem padrões de precipitação coerentes com El Niño.

Em concordância, outros autores notaram, durante episódios quentes, precipitações excessivas no sul do Brasil (Kousky et alli, 1984; Kayano et alli, 1989), e déficit de precipitação no leste da região Amazônica e nordeste do Brasil (Aceituno, 1988; Souza et al., 1996; Kayano, 1988).

Os resultados de Ropelewski e Halpert (1987), são consistentes com os encontrados por Kousky et al. (1984), para as regiões nordeste (negativo) e sul do Brasil (positivo), embora para a região sul precipitações excessivas associadas ao El Niño tenham sido notadas em Novembro-Fevereiro por Ropelewski e Halpert (1987) e no estudo de Kousky et al. (1984), durante o inverno de 1983.

Estas anomalias de precipitações têm sido atribuídas a mudanças nos padrões de grande escala da circulação atmosférica global associadas com anomalias deslocadas para leste da circulação de Walker no Pacífico. Esta circulação de Walker anormal é associada com elevada convecção sobre as águas anormalmente quentes no Pacífico Equatorial Central e Leste, enquanto o deslocamento para leste estabiliza a atmosfera sobre o Atlântico Tropical e leste da Bacia Amazônica (Kayano et al., 1988).

Recentes resultados de Rasmusson e Mo (1993), entretanto, sugerem uma explicação alternativa para supressão de precipitação sobre o nordeste da América do Sul. Eles sugerem que a zona de anomalia divergente na alta troposfera, a qual se estende para leste-nordeste desde a elevada convecção no Pacífico Equatorial Central, cruza o norte do México e atinge o oeste do Atlântico, é acompanhada por uma zona de convergência em direção ao equador. O correspondente movimento descendente associado com esta convergência em altos níveis, pode ser responsável por condições mais secas que o normal no norte da América do Sul durante episódios quentes.

Kousky e Cavalcanti (1984), analisando imagens de satélite e dados de superfície, notaram que a precipitação anormal ocorrida no sul do Brasil em 1983 esteve associada a sistemas frontais que permaneceram durante longo tempo e com muita atividade sobre a região, favorecendo as situações de bloqueios em latitudes médias. Além disso, notaram que o aparente deslocamento e intensificação da célula de Walker no Atlântico, contribuiu para precipitação abaixo do normal no norte e nordeste do Brasil.

Gan e Rao (1991), utilizando cartas de superfícies para o período de janeiro de 1979 à dezembro de 1988, estudaram as variações sazonais e interanuais de ciclogênese sobre a América do Sul. Eles mostraram que a ocorrência de ciclogênese é maior durante anos de El Niño e que ciclogênese esta relacionada a excesso de precipitação sobre o sul do Brasil.

Na análise das relações entre precipitação e fase positiva da OS, Ropelewski e Halpert (1989), notaram sinais opostos nos padrões de precipitação em relação a fase negativa da OS. Em particular a fase positiva da OS é associada com aumento de precipitação na região de monções da Índia e Austrália e na estação chuvosa no nordeste da América do Sul e sudeste da África; e precipitação abaixo da média no Pacífico Central, África Equatorial Leste, Golfo do México, norte do México e sudeste da América do Sul.

Kousky e Kayano (1994), calcularam EOF dos dados de radiação de onda longa (ROL) e componentes zonal e meridional do vento em 250 hPa, e encontraram padrões atmosféricos relacionados a extremos da OS no setor da América do Sul. Seus resultados mostram, variações no padrão de convecção tropical e mudanças na intensidade do fluxo zonal na alta troposfera na banda equatorial e nos subtrópicos.

Mais recentemente Grimm et al. (1996) fizeram composições de séries de precipitação do sul do Brasil para os períodos de El Niño e La Niña utilizando a mesma técnica de Ropelewski e Halpert (1987). Seus resultados mostram, para períodos de El Niño, várias sub áreas dentro do setor sul do Brasil com grande coerência no que se refere a relação entre El Niño e precipitação. Para os períodos de La Niña as anomalias de precipitação não são coerentes com as anomalias nos períodos de El Niño. Há entretanto, consistência de anomalias de precipitação durante a primavera de eventos de La Niña em todo o sul do Brasil.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1.- FONTE DE DADOS

No presente estudo foram utilizados dados de Pressão ao Nível do Mar (PNM), componente zonal do vento em 250 hPa, altura geopotencial em 500 hPa, temperatura em 925 hPa, velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa, do conjunto de reanálise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e os dados de Radiação de Onda Longa (ROL) foram estimados através de medidas radiométricas obtidas do satélite operacional de órbita polar da National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA). O período usado é de janeiro de 1979 a dezembro de 1995.

Estes dados consistem de médias de cinco dias (pêntadas), com uma resolução espacial de 2,5 graus em latitude e longitude. As séries de anomalias destes dados foram geradas pelo NCEP, e o método para o seu cálculo consiste em remover os quatro primeiros harmônicos. O domínio do estudo abrange todas as longitudes porém é delimitada latitudinalmente pelas coordenadas 80°S a 80°N. Para reduzir memória computacional utilizou-se os dados numa grade de 5 graus em longitude e latitude, tomando as séries em pontos de grade alternados na grade de 2,5 graus, tanto em latitude como longitude.

3.2.- METODOLOGIA

Para focalizar na parte zonalmente assimétrica foram removidas as médias zonais. Para clareza descrevemos no Apêndice A a formulação matemática para cálculo dos desvios espaciais.

Em seguida, foi aplicado um filtro de Lanczos passa baixa nas séries de anomalias para remover as variações de alta frequência e reter nas séries filtradas as flutuações na escala interanual (Duchon, 1979). Para determinar o número de funções peso e a frequência de corte deste filtro, foram feitos vários testes analisando a resposta do filtro. Foram utilizados 147 pesos, especificando a frequência de resposta de 0,5 para períodos de 180 dias. A resposta do filtro é mostrada na Figura 3.1. Os detalhes do filtro encontram-se no Apêndice B.

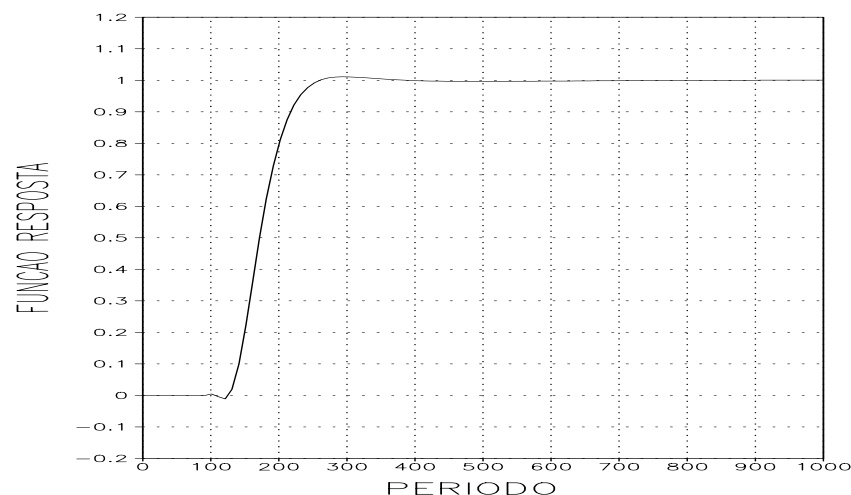


Fig. 3.1 - Função resposta do filtro de Lanczos passa baixa com frequência de corte 0,027 e 147 pesos.

As séries de anomalias filtradas foram selecionadas para os períodos de dezembro a fevereiro (DJF) e junho a agosto (JJA).

Para uma primeira análise dos padrões de variabilidade dos campos de anomalias, foram calculadas para cada ponto de grade as variâncias total e interanual do campo total (sem remover a média zonal) e assimétrico para os períodos de DJF e JJA. Em adição, foram calculadas a porcentagem da variância total contida na banda interanual. Uma análise similar foi feita por Kayano e Kousky (1996), para determinar a variabilidade interanual e intrasazonal da atmosfera tropical.

A metodologia de análise de dados para as séries de anomalias filtradas escolhida é a das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) cuja versatilidade a torna uma ferramenta útil para determinar o padrão dominante associado ao fenômeno meteorológico. Assim, aplicou-se esta técnica na parte assimétrica de PNM e nos campos totais de PNM (sem remover as médias zonais) para as duas estações do ano. O cálculo de EOF está detalhado no Apêndice C.

Para obter os padrões das demais variáveis e garantir a consistência física entre tais padrões, as amplitudes (componentes principais) obtidas nas análises de EOF para PNM foram correlacionadas com as séries de anomalias filtradas das variáveis em cada ponto de grade da área de estudo. Este método foi usado por Kayano (1997). Para ROL, componente zonal do vento em 200 hPa, altura

geopotencial em 500 hPa, velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa e temperatura em 925 hPa foram obtidos os mapas de correlação entre 80°S e 80°N.

Como os padrões atmosféricos são baseados em correlações, foi feita uma análise da significância estatística dos mesmos. A significância da correlação ao nível de 95% é dada por (Panofsky e Brier, 1968): $\frac{2}{\sqrt{n}}$

onde n é o número de graus de liberdade. De acordo com Kayano (1997), o número de graus de liberdade pode ser estimado como o número de anos utilizados, que no caso é 15.

Assim, somente correlações absolutas superiores a 0,5 para DJF e JJA são estatisticamente significantes, conforme o teste-t de Student de hipótese nula, e portanto serão consideradas nas análises. Mapas de correlações separados para cada variável e por estação do ano permitem avaliar variações sazonais de seus padrões.

A análise das séries temporais permite investigar a variabilidade interanual dos padrões. Usando a técnica desenvolvida por North et al. (1982) para estimar erros nos cálculos em EOF, foi determinado que o primeiro modo é bem separado dos modos mais altos. De forma que somente o primeiro modo de PNM e os correspondentes mapas de correlações são apresentados neste trabalho.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

As variâncias total e interanual representam os padrões espaciais de variabilidade contida nos campos de anomalias. Como nos cálculos de EOF os dados foram filtrados, a razão entre as variâncias interanual pela total dá uma indicação do padrão que será obtido com a análise por EOF. Foram feitos os cálculos de variância para os campos totais e assimétricos para PNM, ROL, componente zonal do vento em 200 hPa, altura geopotencial em 500 hPa, velocidade vertical em 500 hPa e temperatura em 925 hPa para DJF e JJA. No entanto, dos campos assimétricos só serão apresentados os de altura geopotencial em 500 hPa, pois para as outras variáveis os padrões são muito similares aos dos campos totais.

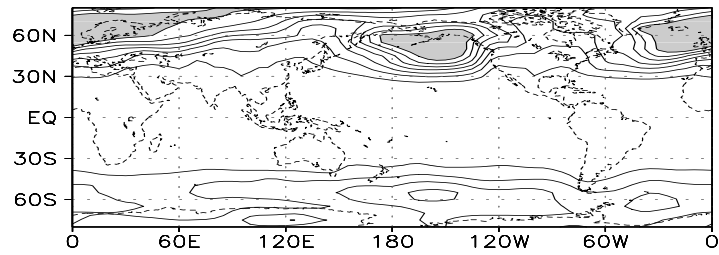
4.1 - ANÁLISES DE VARIÂNCIAS

4.1.1 - CAMPOS TOTAIS

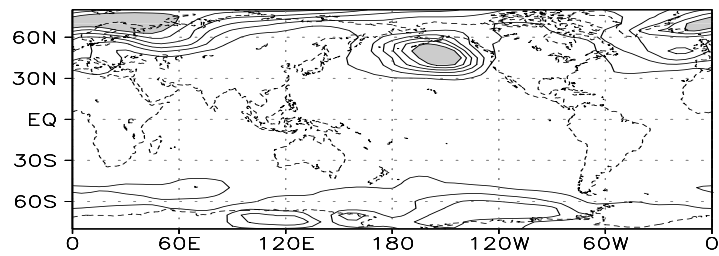
4.1.1.1 - PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR (PNM)

As configurações espaciais de variâncias total, interanual e suas razões para PNM para DJF e JJA são mostradas nas Figuras 4.1 e 4.2, respectivamente. As máximas variâncias total e interanual aparecem nas latitudes médias e altas do hemisfério de inverno. Para

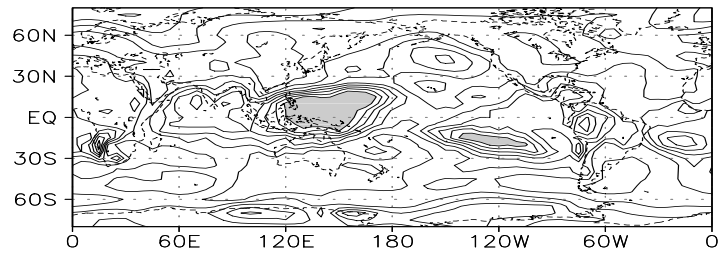
ambas as estações os máximos da variância interanual são consideravelmente menores do que os dos campos totais. As variâncias interanuais em ambas as estações tem mesma ordem de grandeza. Em DJF (Figuras 4.1a e b), no Hemisfério Norte (HN) altas variâncias são notadas sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico Norte e norte da Europa, e no Hemisfério Sul (HS), variância consideravelmente menor ocorre nas latitudes altas entre 80°E e 60°W . Para JJA (Figuras 4.2a e b), as máximas variâncias total e interanual aparecem no HS sobre o Pacífico Sul, próximo à América do Sul. Neste caso, o padrão tem simetria zonal, sobretudo na variância do campo total.



(a)

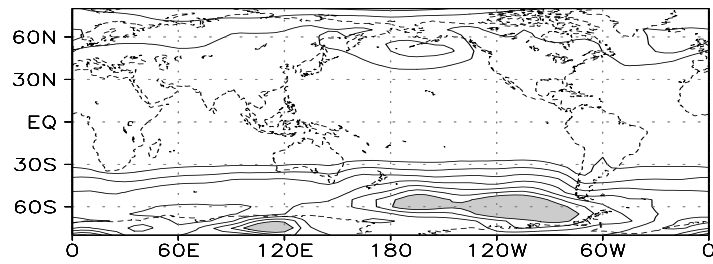


(b)

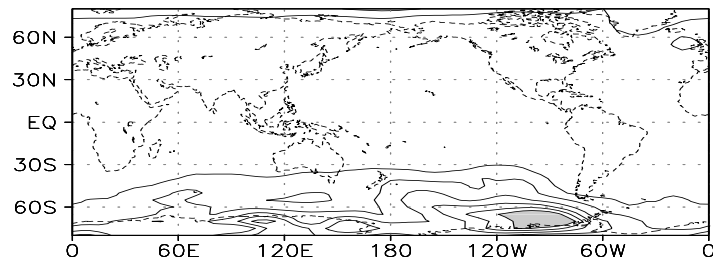


(c)

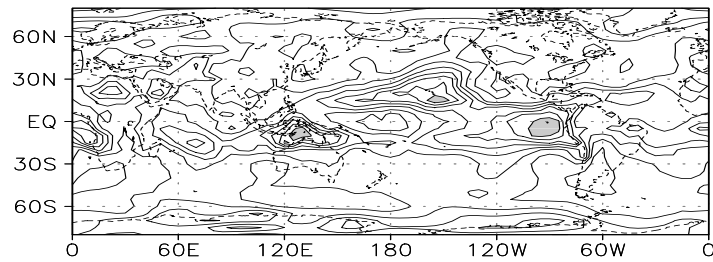
Fig. 4.1 - Variâncias total (a) e interanual (b) de PNM (hPa^2) e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de 20 hPa^2 para (a), 5 hPa^2 para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de 140 hPa^2 para (a), 30 hPa^2 para (b) e 45 % para (c) são sombreados.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.2 - Variâncias total (a) e interanual (b) de PNM (hPa^2) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de 20 hPa^2 para (a), 5 hPa^2 para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de 140 hPa^2 para (a), 30 hPa^2 para (b) e 45 % para (c) são sombreados.

Os padrões da porcentagem de variância total contida na banda interanual mostram que os máximos estão em áreas aproximadamente coincidentes com aquelas dos centros de ação da OS (Figuras 4.1c e 4.2c). Estes máximos variam em intensidade e posição dependendo da estação do ano. Em DJF, máximas porcentagens (valores maiores que 40%), são encontradas sobre a Indonésia e Pacífico Central Sul próximo a Taiti. Em JJA, os máximos sobre a Indonésia ocupam área menor e são mais fracos, e sobre o Pacífico estendem-se sobre uma área maior e deslocada para leste e norte da respectiva posição observada em DJF. Durante DJF, são também observadas pequenas áreas com uma porcentagem de cerca de 30% da variância total contida na banda interanual no Atlântico tropical, sul da África e norte do Peru.

4.1.1.2 - RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (ROL)

As distribuições espaciais das variâncias total, interanual e suas razões para ROL para os períodos de DJF e JJA, são mostradas nas Figuras 4.3 e 4.4. As variâncias totais altas estão associadas às variações sazonais da convecção tropical.

Para DJF (Figura 4.3a), as maiores variâncias totais encontram-se próximas as áreas de forte convecção. Uma faixa com variâncias altas estende-se para leste, desde a África até o Pacífico Central, com os maiores valores ao longo da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Sobre a África, as maiores variâncias totais são encontradas na porção sudeste do continente. No setor da América do Sul,

os maiores valores são notados sobre o sudeste e leste do Brasil mais ou menos ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e estendendo-se para nordeste em direção à costa oeste da África, associados a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Para JJA (Figura 4.4a), os maiores valores de variância total de ROL estão sobre os Oceanos Índico, Pacífico Oeste Tropical e Pacífico Equatorial Central. Variâncias altas são também encontradas ao longo da posição climatológica ZCIT no Pacífico, sobre a América Central e sudeste do Brasil.

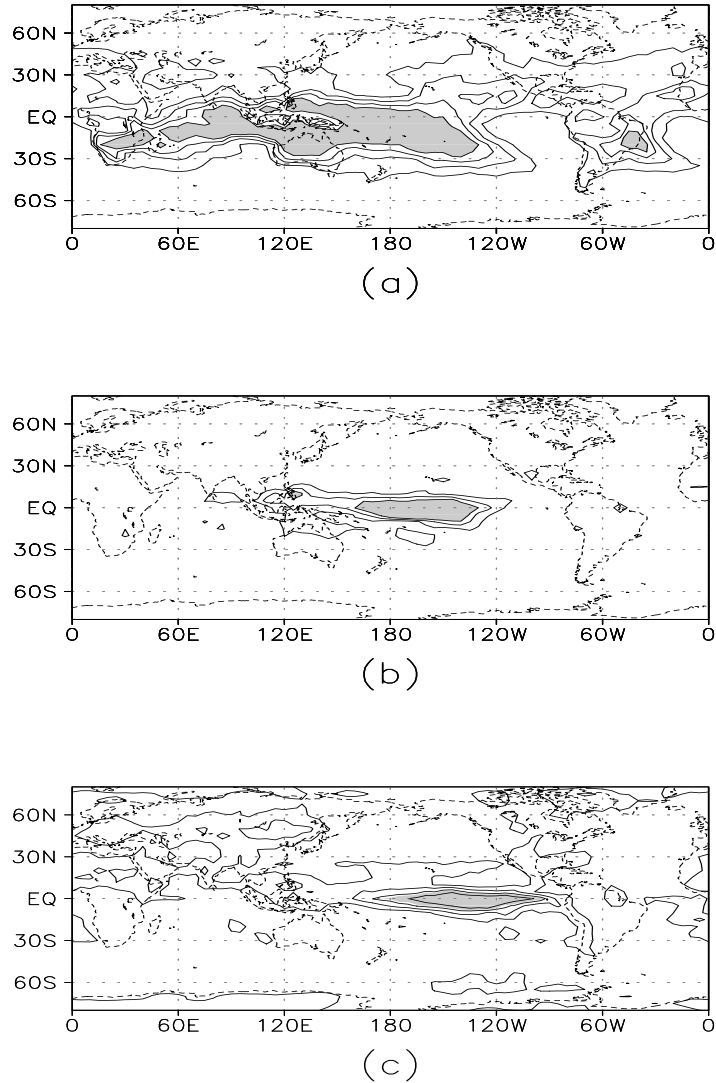
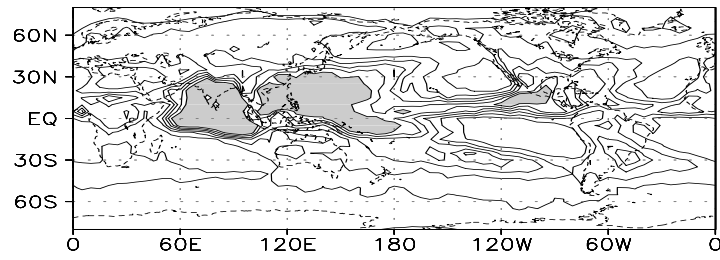
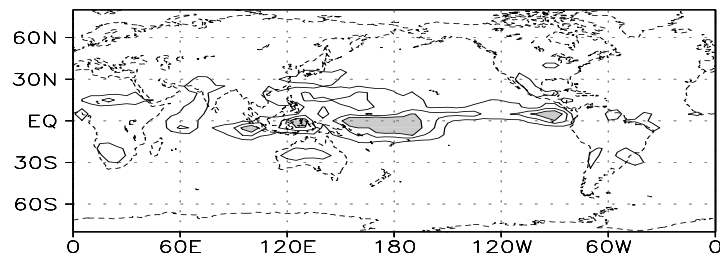


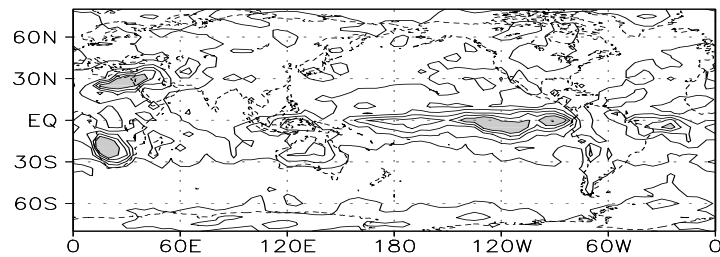
Fig. 4.3 - Variâncias total (a) e interanual (b) de ROL (W^2m^{-4}) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $200 W^2m^{-4}$ para (a), $100 W^2m^{-4}$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $800 W^2m^{-4}$ para (a), $300 W^2m^{-4}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.4 - Variâncias total (a) e interanual (b) de ROL (W^2m^{-4}) e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $100 W^2m^{-4}$ para (a), $50 W^2m^{-4}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $600 W^2m^{-4}$ para (a), $150 W^2m^{-4}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados.

Os padrões de variância interanual de ROL para ambas as estações (Figuras 4.3b e 4.4b) apresentam máximos valores sobre o Pacífico Equatorial Central, porém, para o período de DJF a magnitude desses máximos é mais do que o dobro dos máximos de JJA. No período de JJA, um segundo máximo é também encontrado a leste no Pacífico Equatorial. As máximas variâncias interanuais no Pacífico Central para DJF contém mais de 50% da variância total localizada a leste da linha da data (Figura 4.3c). Os máximos de porcentagem para JJA (Figura 4.4c), com valores acima de 50% da variância total, aparecem ao sul e nordeste da África, Pacífico Equatorial Leste e Atlântico Equatorial Oeste.

Esses máximos valores de variância interanual de ROL coincidem com as áreas de grande variabilidade relacionadas com o ciclo do ENOS. Os resultados apresentados são consistentes com os de Rasmusson e Arkin (1985). Eles mostraram que variações relacionadas com El Niño na convecção nestas regiões são rigorosamente ligadas com variações interanuais.

4.1.1.3 - ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 hPa

Os padrões de variâncias de altura geopotencial em 500 hPa são muito similares aos de PNM. Como para a PNM, as variâncias totais e interanuais da altura geopotencial em 500 hPa (Figuras 4.5 e 4.6), apresentam valores máximos nas latitudes médias e altas do hemisfério de inverno.

Para DJF, os máximos de variância total da altura geopotencial em 500 hPa (Figura 4.5a) ocorrem HN sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico e norte da Europa, enquanto no HS, as variâncias são bem menores com um pequeno centro de máximo no Pacífico Sul a leste da linha da data. Os máximos valores de variância interanual (Figuras 4.5b) no HN aparecem bem definidos e centrados no Pacífico Norte e a leste da América do Norte. No HS, o centro de maior variabilidade interanual está ligeiramente deslocado para leste em relação ao máximo relativo do campo total.

Para JJA, a variância total (Figura 4.6a) no HN é baixa, enquanto nas latitudes médias e altas do HS ocorre alta variância no Pacífico Sul estendendo-se zonalmente. No campo da variância interanual (Figura 4.6b), a característica marcante é a ocorrência de dois máximos no Pacífico Sul, um centrado em 120°W e outro em 80°E, este último correspondente à região de monção.

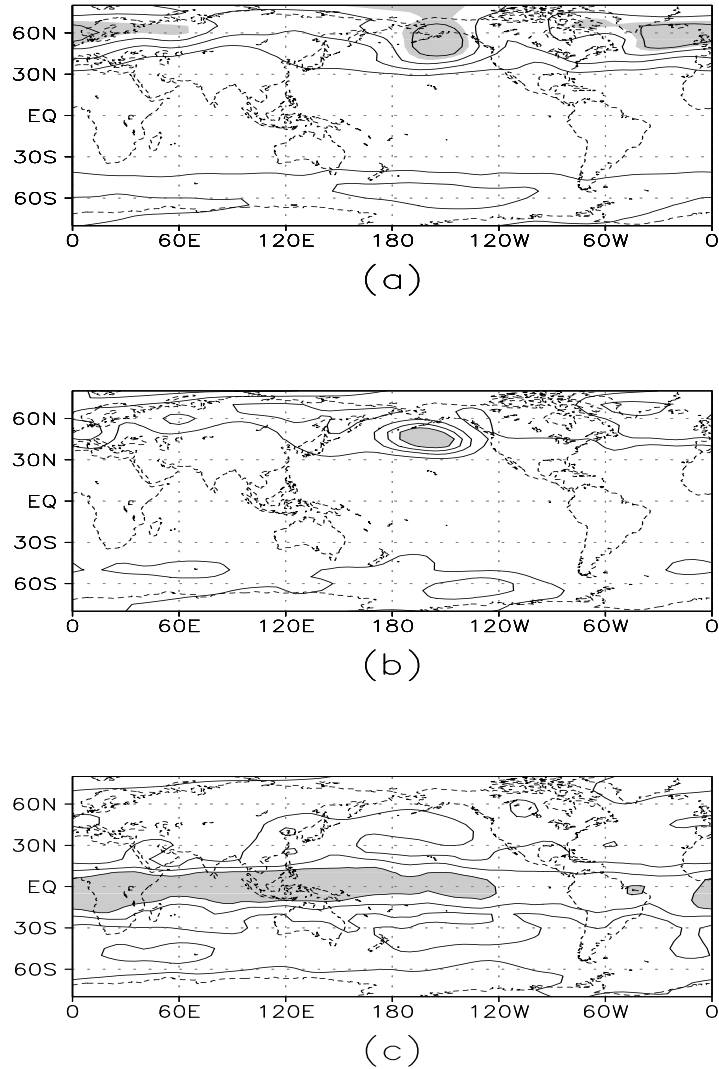


Fig. 4.5 - Variâncias total (a) e interanual (b) de altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $18 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $4 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 45 % para (c) são sombreados.

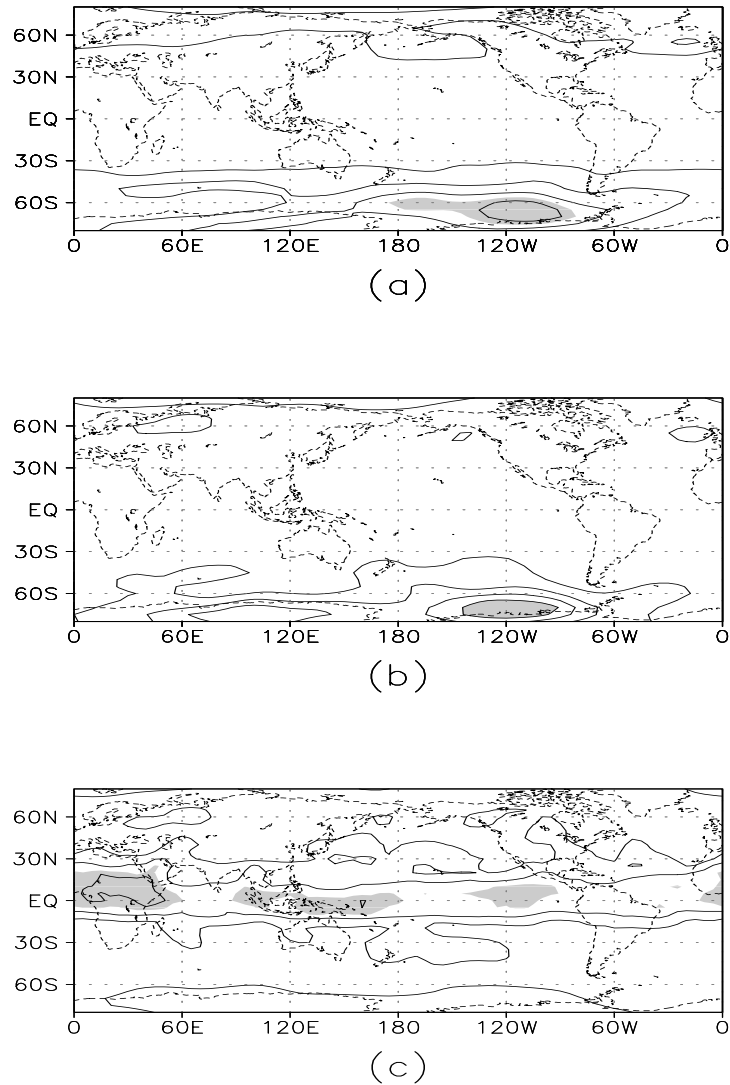


Fig. 4.6 - Variâncias total (a) e interanual (b) de altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $18 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $4 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 40 % para (c) são sombreados.

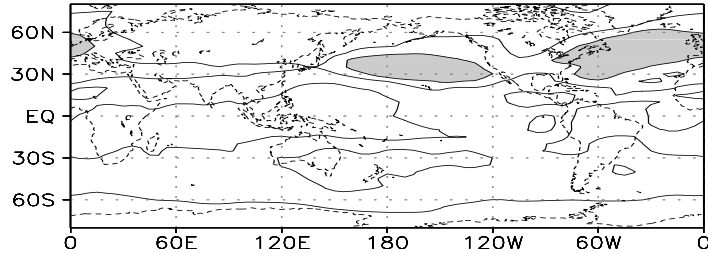
As porcentagens de variância total contida na banda interanual (Figuras 4.5c e 4.6c) mostram um padrão zonalmente simétrico com máximos maiores do que 45% e 40% sobre a área entre as latitudes 10°N e 20°S em DJF e entre 20°N e 10°S em JJA, respectivamente. A tendência da máxima porcentagem estar localizada no hemisfério de verão, pode estar relacionada à migração sazonal do cavado equatorial, que em DJF está centrado em torno de 5°S e em JJA em 15°N.

4.1.1.4 - COMPONENTE ZONAL DO VENTO EM 200 hPa

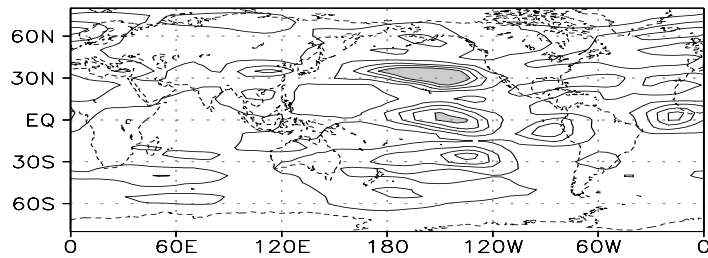
As Figuras 4.7 e 4.8 ilustram as variâncias total e interanual e suas razões para a componente zonal do vento em 200 hPa. As variâncias totais máximas aparecem nas latitudes subtropicais de ambos os hemisférios. Isto mostra que a maior variabilidade ocorre na região em que os ventos de oeste são dominantes.

Em DJF (Figura 4.7a) a maior variabilidade do campo total coincide com as regiões de entrada ou saída da corrente de jato. De fato, uma área de máximos é observada no Atlântico Norte/Sul da Europa se estendendo até o leste da Ásia e outra no Pacífico Norte a oeste dos Estados Unidos. Para o HS, a maior variabilidade nesta estação ocorre nas vizinhanças da Austrália. Em JJA (Figura 4.8a), a maior variabilidade do campo total no HN ocorre nas mesmas observadas em DJF porém, com menor intensidade. No HS a maior variabilidade do campo total durante JJA é notável sobre o sul da Austrália e Oceano Pacífico

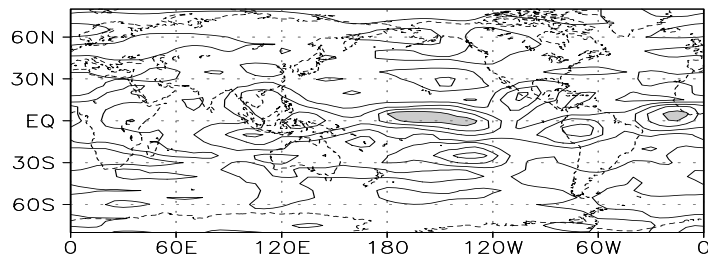
adjacente. Esta área do HS coincide com a região de corrente de jato observada no inverno.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.7 - Variâncias total (a) e interanual (b) da componente zonal do vento (m^2s^{-2}) em 200 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $200 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 50 % para (c) são sombreados.

A variância interanual para DJF (Figura 4.7b) mostra máximos sobre o Pacífico Leste nos seus setores subtropical norte, equatorial e subtropical sul, com os máximos do último setor menor do que nos demais. Também no Atlântico Equatorial, aparecem variâncias relativamente altas. A configuração da variância interanual para JJA (Figura 4.8b) mostra um máximo no Pacífico Sul Subtropical.

A porcentagem da variância total contida na banda interanual durante DJF (Figura 4.7c) ultrapassa 50% na região do Pacífico Equatorial Central. Isso reflete a variabilidade interanual do vento zonal em altos níveis relacionada com o ciclo ENOS. Nesta estação, as altas porcentagens em torno de 20-25 graus de latitude de ambos os hemisférios no Pacífico Leste, estão relacionadas às anomalias na circulação de altos níveis nestas latitudes por sua vez, associadas ao ciclo ENOS. Esses resultados estão em concordância com os de Matsuno (1966) que mostrou a formação de circulações anticiclônicas, nos altos níveis em ambos os lados do equador, na região de fonte de massa, devido ao gradiente de pressão criado na direção norte-sul decorrente da imposição desta fonte de calor. Porcentagens relativamente altas também aparecem sobre o Atlântico equatorial, norte da América do Sul e Indonésia.

Para JJA (Figura 4.8c), a máxima porcentagem sobre o Pacífico Equatorial Central oeste atinge o valor de aproximadamente 30%. Nos subtrópicos as porcentagens encontradas não são muito elevadas.

Comparando as porcentagens das duas estações é notável que os resultados concordam em geral com os encontrados por Arkin (1982), que sugeriu que anomalias positivas de TSM induz a intensificação da corrente de jato durante os respectivos invernos, em ambos os hemisférios.

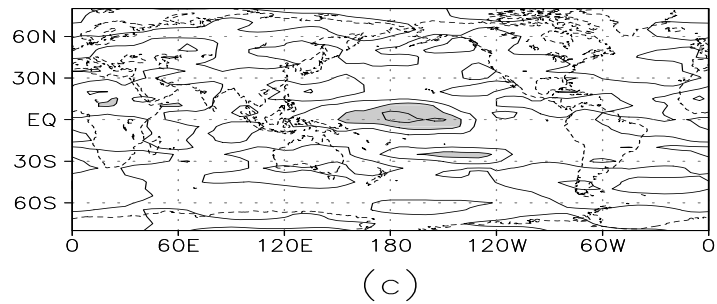
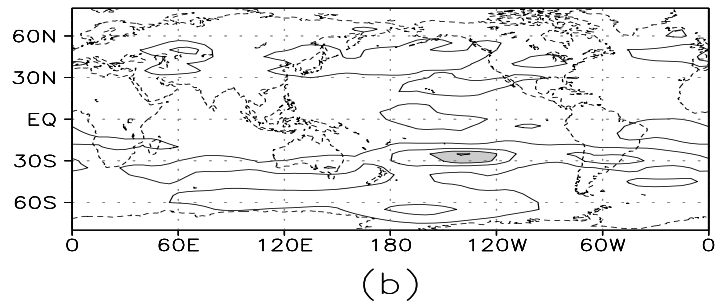
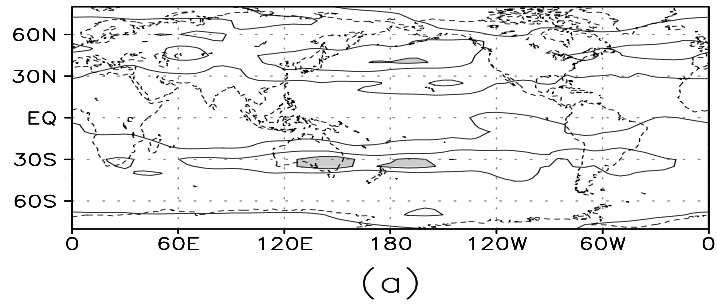


Fig. 4.8 - Variâncias total (a) e interanual (b) da componente zonal do vento (m^2s^{-2}) em 200 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $50 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 10 (%) para (c). Valores acima de $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (a), $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ para (b) e 30 % para (c) são sombreados.

4.1.1.5 - VELOCIDADE VERTICAL EM COORDENADAS DE PRESSÃO EM 500 hPa

As máximas variâncias totais aparecem nos subtrópicos do hemisfério de inverno (Figuras 4.9 e 4.10). Para DJF (Figura 4.9a), esses máximos estão sobre oeste dos Estados Unidos e Canadá, sul da Groelândia e sudoeste da Ásia. Por outro lado, em JJA (Figura 4.10a), as máximas variâncias totais encontram-se no Pacífico Sul Subtropical e na região da Antártica. Isso mostra que a máxima variância total da velocidade vertical em 500 hPa ocorre onde a circulação meridional é mais intensa (Palmén e Newton, 1969). A variação sazonal mais interessante é observada nos subtrópicos de ambos os hemisférios, onde a célula de Hadley causa forte subsidência, e é mais intensa no hemisfério de inverno.

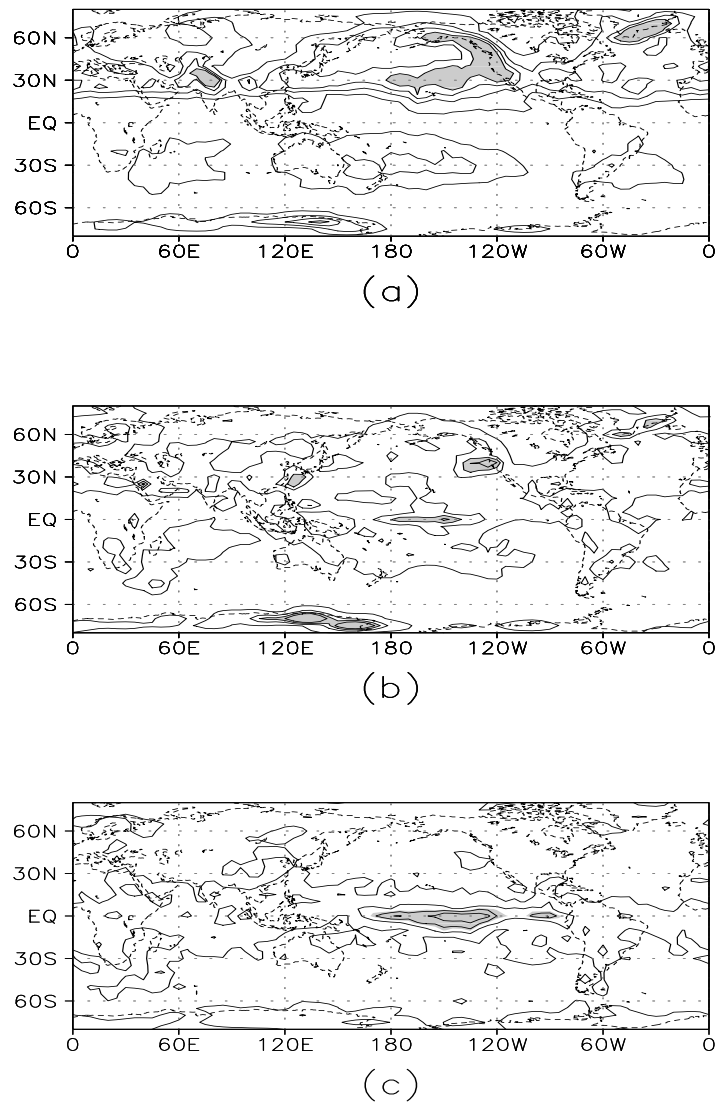
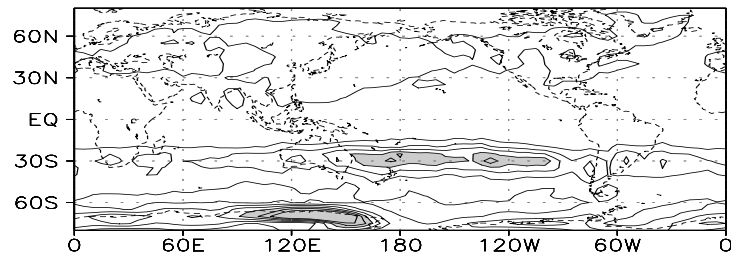
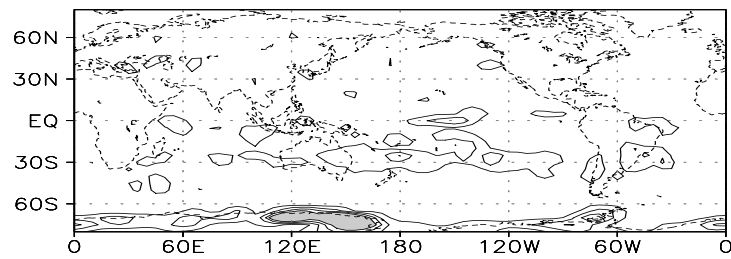


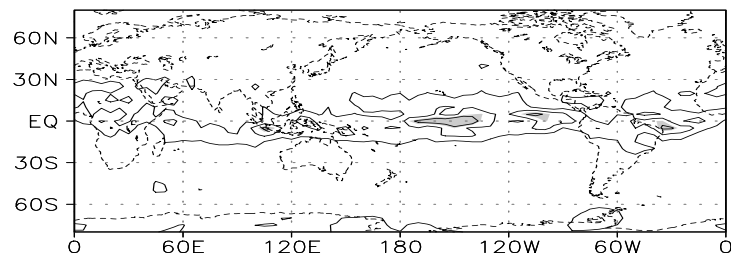
Fig. 4.9 - Variâncias total (a) e interanual (b) da velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) em 500 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de 1×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 150 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de 4×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 600 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 40 % para (c) são sombreados.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.10 - Variâncias total (a) e interanual (b) da velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) em 500 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de 1×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 150 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de 4×10^3 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (a), 450 ($\text{hPa}^2\text{s}^{-2}$) para (b) e 40 % para (c) são sombreados.

As configurações das variâncias interanuais (Figuras 4.9b e 4.10b) de velocidade vertical, mostram os máximos valores em áreas subtropicais do hemisfério de inverno e em áreas equatoriais. Na estação de inverno a célula de Hadley é mais intensa e causa maior subsidência na região subtropical, e movimento ascendente na região da fonte de calor (Palmén e Newton, 1969). Isso mostra que a maior variabilidade interanual ocorre onde a circulação meridional de massa é mais intensa, ou seja entre o subtropical de inverno e o cinturão equatorial. Pequenas áreas de máxima variabilidade são encontradas na região da Antártica em ambas as estações do ano.

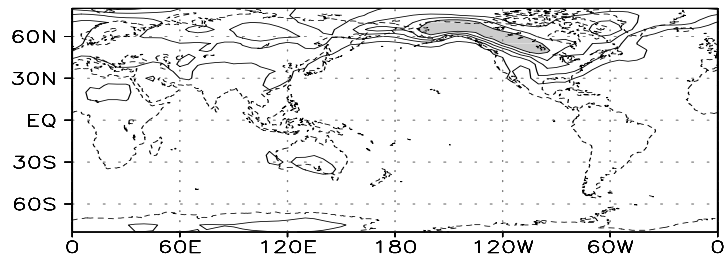
As porcentagens da variância total contida na banda interanual atingem valores maiores que 35% no Pacífico Equatorial Central e Leste e nordeste do Brasil para JJA (Figura 4.10c) e no Pacífico Central Equatorial em DJF (Figura 4.9c). Esses máximos correspondem às áreas de maior variabilidade interanual de ROL (Figuras 4.3c e 4.4c) relacionadas a variações na convecção associadas ao ciclo ENOS. A consistência entre os padrões de variância de velocidade vertical e de ROL significa que as regiões de aumento (diminuição) de convecção são caracterizadas por convergência (divergência) em baixos níveis e movimento vertical ascendente (descendente) na média troposfera.

4.1.1.6 - TEMPERATURA EM 925 hPa

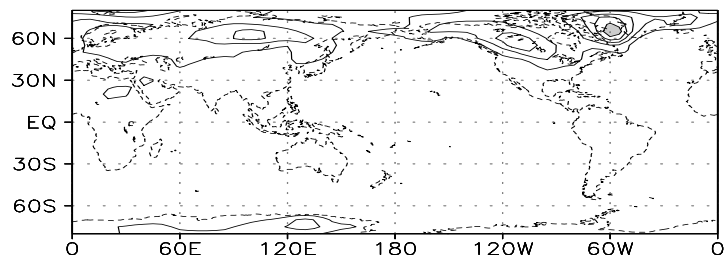
Os padrões de variâncias total e interanual e suas razões para temperatura em 925 hPa durante DJF e JJA

podem ser vistas nas Figuras 4.11 e 4.12. As máximas variâncias total e interanual aparecem nas latitudes extratropicais do hemisfério de inverno, sobre a América do Norte e Ásia em DJF (Figuras 4.11a e b) e na região da Antártica em JJA (Figuras 4.12a e b). Estas características estão relacionadas com a distribuição sazonal de temperatura nos baixos níveis.

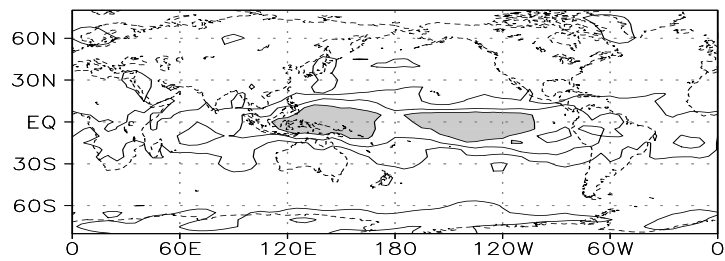
As máximas porcentagens da variância total contida na banda interanual aparecem na região tropical sobretudo no Pacífico Equatorial (Figuras 4.11c e 4.12c). A predominância das máximas porcentagens nesta região concorda com os resultados de Halpert e Ropelewski (1992), que documentaram as variações de temperatura do ar no globo, relacionadas aos extremos de ENOS. Eles mostraram que as maiores variações na temperatura ocorrem nos trópicos, e fora dos trópicos, a relação OS-temperatura não é muito clara como a observada nas áreas tropicais.



(a)

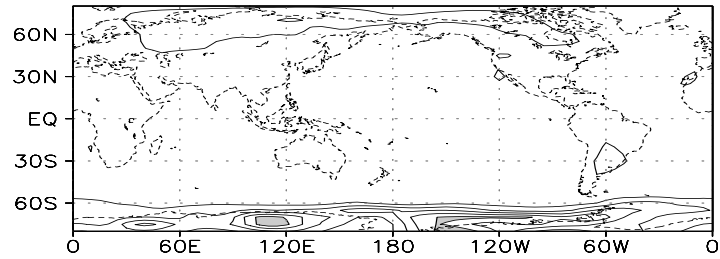


(b)

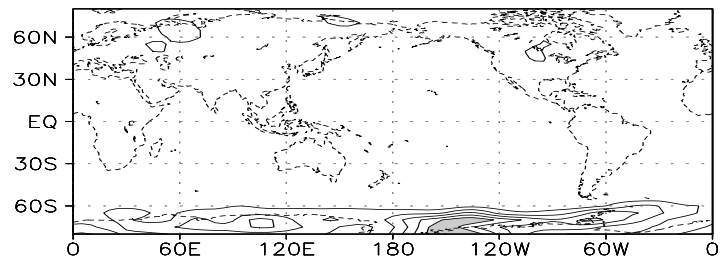


(c)

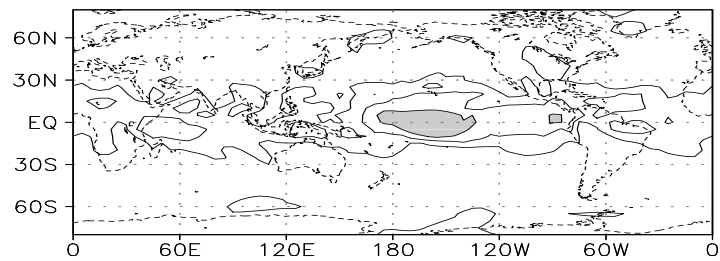
Fig. 4.11 - Variâncias total (a) e interanual (b) de temperatura (K^2) em 925 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $10 K^2$ para (a), $2 K^2$ para (b) e 20 (%) para (c). Valores acima de $50 K^2$ para (a), $10 K^2$ para (b) e 60 % para (c) são sombreados.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.12 - Variâncias total (a) e interanual (b) de temperatura (K^2) em 925 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $10 K^2$ para (a), $2 K^2$ para (b) e 20 (%) para (c). Valores acima de $50 K^2$ para (a), $10 K^2$ para (b) e 60 % para (c) são sombreados.

4.1.2 - CAMPO ASSIMÉTRICO

4.1.2.1 - ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 hPa

As Figuras 4.13 e 4.14 mostram as configurações de variâncias total e interanual da parte assimétrica da altura geopotencial em 500 hPa e suas razões para DJF e JJA, respectivamente. É notável para ambas as estações que os padrões para as variâncias total e interanual do campo assimétrico apresentam configurações similares ao do campo total, embora com magnitudes ligeiramente menores. Em JJA, as máximas variâncias do campo assimétrico que se localizam no HS estão ligeiramente deslocadas para leste em relação os dos campos totais. Os máximos valores para a variância interanual da parte assimétrica aparecem ao sul da América do Sul, sobre áreas do Pacífico e Atlântico.

As maiores diferenças entre as variâncias dos campos totais e assimétricos de geopotencial em 500 hPa aparece na porcentagem de variância total contida na banda interanual. A porcentagem de variância total da parte assimétrica contida na banda interanual apresenta valores maiores que 20% sobre o Atlântico Equatorial, noroeste da América do Sul, México, ao norte da Austrália e áreas do Pacífico Norte Tropical, no período de DJF.

Em JJA (Figura 4.14c), esses máximos apresentam-se deslocados para leste e menos intensos. Esses resultados são consistentes com os resultados de Rasmusson

e Mo (1993). Eles mostraram que a variabilidade da circulação zonalmente assimétrica relacionada com o ciclo ENOS são fracas nos extratropicais de verão. Nesta estação, em torno de 20% da variância total da parte assimétrica contida na banda interanual, é notada no Pacífico Leste nos seus setores equatorial e subtropicais norte e sul, no Atlântico Subtropical Norte e uma área no leste da África. É também notável máximas porcentagens nas latitudes altas do HS. A configuração no Pacífico Leste tem alguma similaridade com o padrão de razão de variância interanual pela total para o vento zonal em 200 hPa (Figura 4.8c).

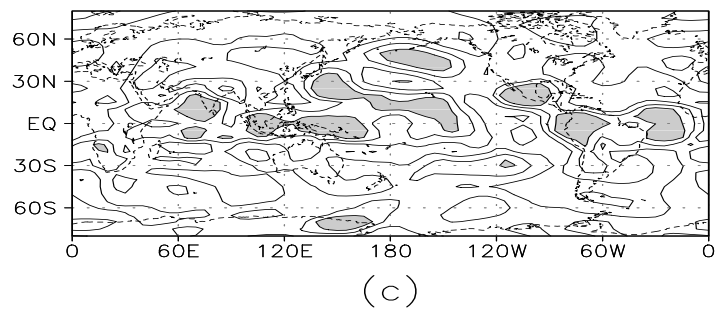
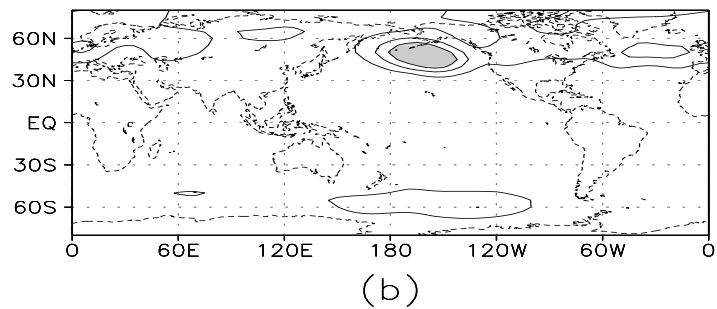
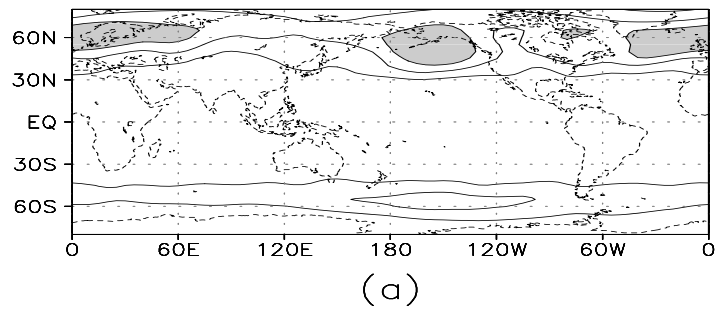
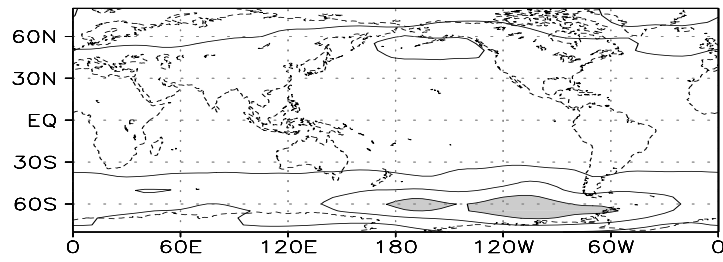
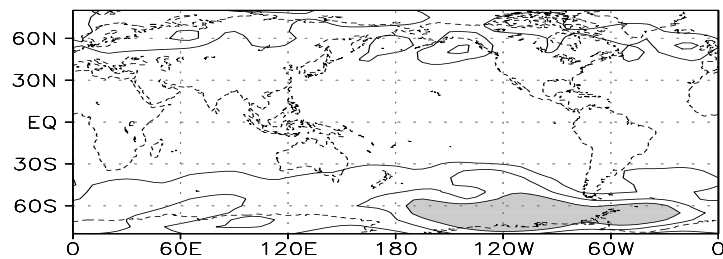


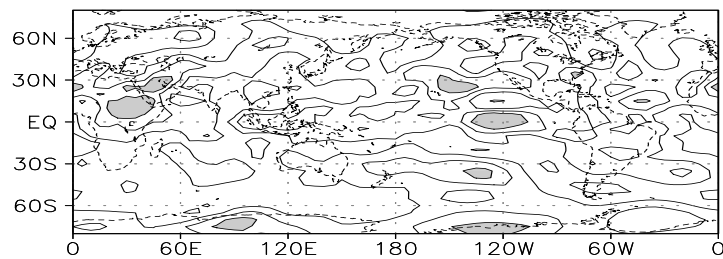
Fig. 4.13 - Variâncias total (a) e interanual (b) da parte zonalmente assimétrica para altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para DJF. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 5 (%) para (c). Valores acima de $15 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $3 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 20 % para (c) são sombreados.



(a)



(b)



(c)

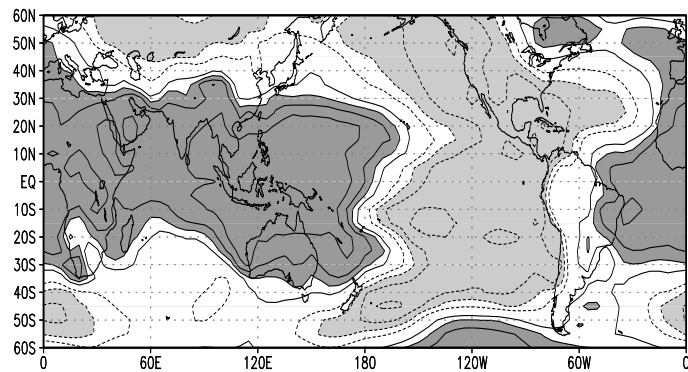
Fig. 4.14 - Variâncias total (a) e interanual (b) da parte zonalmente assimétrica para altura geopotencial (gpm^2) em 500 hPa, e a razão entre as variâncias interanual e total (c) (%) para JJA. O intervalo de contorno é de $5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), 500 gpm^2 para (b) e 15 (%) para (c). Valores acima de $15 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (a), $1,5 \times 10^3 \text{ gpm}^2$ para (b) e 20 % para (c) são sombreados.

4.2 - ANÁLISE DE FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF)

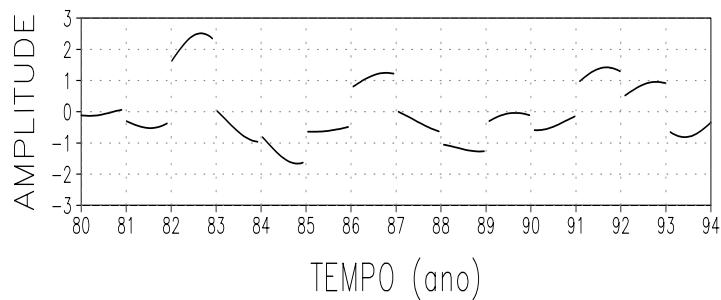
Os padrões climáticos dominantes na faixa global entre 80°N e 80°S foram determinados através do cálculo das EOF's das anomalias pentadais filtradas de PNM para a parte total e parte assimétrica. Estes cálculos foram feitos para as estações de DJF e JJA compreendidas no período de janeiro de 1979 à dezembro de 1995. O modo 1 da parte total de PNM (Figura 4.15a) para DJF explica 30% da variância total contida na banda interanual. Para JJA a variância explicada para o modo 1 (Figura 4.16a) corresponde a 20%. Embora tenham sido feitos os cálculos das EOF's e das correlações para toda a área de estudo, somente serão mostrados os padrões globais entre 60°N e 60°S. Fora desta faixa os "loadings" são pequenos no caso de PNM, e para as demais variáveis as correlações não são estatisticamente significantes. Para a parte assimétrica os campos de altura geopotencial em 500 hPa e componente zonal do vento em 200 hPa mostram características distintas do campo total e serão apresentados aqui.

Como esperado, o primeiro modo de PNM (Figura 4.15a) para DJF descreve características consistentes com extremos de OS. Para as amplitudes positivas (negativas), o primeiro modo interanual mostra um padrão de onda número um dominante nos trópicos e subtropicais, com anomalias positivas (negativas) sobre todo o hemisfério oriental e parte do Atlântico, e anomalias negativas (positivas) sobre o Pacífico Leste e adjacências, incluindo seus setores tropicais e de latitudes médias de ambos os hemisférios. Na série de componentes principais (Figura 3.15b), os valores

mais positivos ocorrem nos anos de 1982-83, 1986-87, 1991-92, e os valores mais negativos nos anos de 1983-84, 1984-85, 1988-89. Esses períodos correspondem aos extremos da OS, com as amplitudes positivas relacionadas aos eventos El Niño e as negativas a períodos de La Niña.



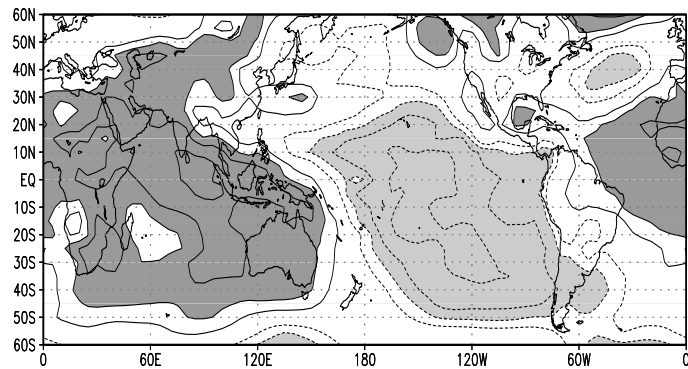
(a)



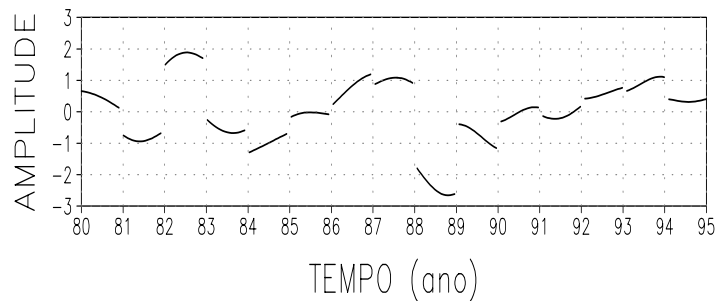
(b)

Fig. 4.15 - (a) Padrão espacial de PNM do primeiro modo para DJF. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído. Contornos negativos são tracejados; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.

Para JJA, o padrão espacial de PNM (Figura 4.16a) é semelhante ao de DJF, porém os maiores loadings estão confinados nos trópicos e latitudes médias do HS, com as anomalias negativas mais centradas no Pacífico Equatorial Central e Leste e as anomalias positivas estendendo-se para leste desde o Atlântico equatorial até a Indonésia, cobrindo toda a área da África e Índico. A correspondente série de amplitudes (Figura 4.16b) mostra valores positivos máximos durante 1980, 1982, 1986, 1987, 1992 e 1993. Dentre estes anos, 1982 e 1986 correspondem à fase inicial do El Niño e 1987 e 1992 à fase de dissipação do El Niño. Por outro lado, as amplitudes negativas ocorreram em 1984 e 1988 que correspondem a períodos de início de La Niña (Cavalcanti, 1996). Portanto, este modo descreve essencialmente os padrões anômalos de PNM relacionados ou à fase inicial ou à fase de dissipação de extremos da OS.



(a)



(b)

Fig. 4.16 - (a) Padrão espacial de PNM do primeiro modo para JJA. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído. Contornos negativos são tracejados; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.

4.3 - PADRÕES DE CORRELAÇÃO DOS CAMPOS TOTAIS PARA DJF e JJA

Os padrões de correlação são referentes ao primeiro modo e considerando as amplitudes positivas, o sinal da correlação corresponde ao sinal da anomalia.

4.3.1 - VENTO ZONAL EM 200 hPa

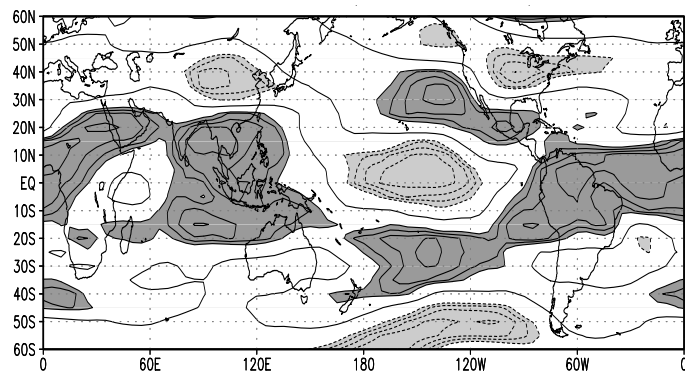
O padrão de correlação para o vento zonal em 200 hPa para DJF (Figura 4.17a), apresenta valores significantes (maiores que 0,5) em grandes extensões do globo. Valores positivos são observados sobre as regiões do Pacífico Leste Subtropical Norte e Sul, norte da América do Sul, Atlântico Tropical, norte e áreas equatoriais da África, Índico Leste, norte da Austrália e Indonésia. As correlações negativas significantes aparecem no Pacífico Equatorial Central e Leste, Pacífico Sudeste entre 50°S-60°S, leste da América do Norte e norte da Ásia. Entre as áreas de máximas correlações negativas no lado equatorial e positivas no lado polar pode-se inferir que ocorre uma circulação anticiclônica nos subtrópicos de ambos os hemisférios no Pacífico Leste, com ventos de leste na região de correlações negativas e ventos de oeste nas regiões de correlações positivas. O padrão com fortes ventos de oeste anômalos em 200 hPa, sobre o Atlântico Equatorial reflete características observadas durante episódios quentes no Pacífico (Arkin, 1982; Kousky e Kayano, 1994).

Os resultados estão coerentes com os de Arkin (1982), que analisou a variabilidade interanual da circulação de grande escala em 200 hPa através do uso de EOF, e encontrou que a maior parte desta variabilidade está relacionada com episódios de aquecimento das águas superficiais no Pacífico Tropical Central e Leste. Através de correlação das séries temporais de EOF com o índice de OS, ele encontrou que o baixo índice de OS está relacionado

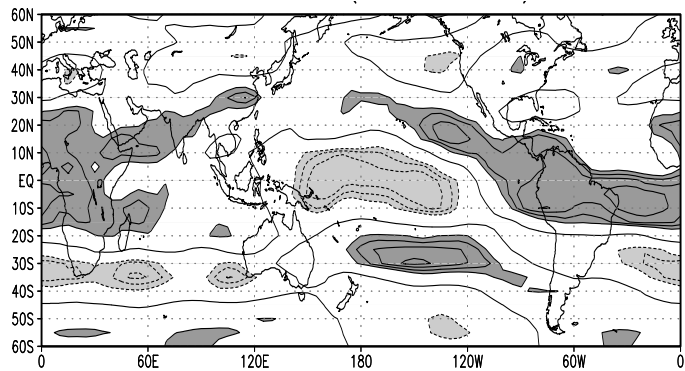
com o par de anomalias anticiclônicas em cada lado do equador no Pacífico leste.

Também, o padrão de correlações mostra a intensificação da corrente de jato subtropical no Pacífico Leste em anos de El Niño, descritos por Bjerknes (1966) e comprovado por Arkin (1982). O fortalecimento do jato ocorre devido ao forte aquecimento na região do Pacífico Equatorial, que provoca um aumento do gradiente de temperatura norte-sul e também um transporte de momentum em altos níveis, da região de liberação de calor latente tropical, para a região dos ventos de oeste.

As configurações de trem de ondas encontradas no Pacífico leste do HN (Figura 4.17a) foram discutidas por Hoskins e Karoly (1981), através de resultados de modelos. Eles usaram um modelo baroclínico linearizado e estacionário de cinco camadas para estudar a resposta de uma atmosfera esférica, com forçantes térmicas e topográficas e mostraram que na alta troposfera, as fontes em baixas latitudes geram trens de ondas com propagação em direção aos polos e para leste. O padrão do Pacífico/América do Norte foi bem documentado por Wallace e Gutzler (1981), enquanto o do HS recebeu menor atenção.



(a)



(b)

Fig. 4.17 - Padrão de correlação espacial para a componente zonal do vento em 200 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalos de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.

O padrão de correlações para o vento zonal em 200 hPa para JJA (Figura 4.17b) mostra valores positivos significantes sobre as regiões do Pacífico Leste Subtropical Norte e Sul, norte da América do Sul, Atlântico Tropical, maior parte da África e sul da Ásia. As correlações negativas aparecem no Pacífico Equatorial Oeste

e Central, e numa área que se estende para leste desde o Atlântico Subtropical Sul até aproximadamente o leste da Austrália. É notável valores positivos ao longo do jato subtropical, na área do Pacífico Sul próxima ao sul da América do Sul. Isso implica na intensificação do jato subtropical no HS que de acordo com Horel et al. (1986) pode ser um fator essencial para o aumento de precipitação observada sobre o sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina durante eventos de El Niño.

Durante JJA é aparente um confinamento das anomalias significantes na área entre 30°N e 30°S e o padrão de onda do tipo Hoskins e Karoly (1981) não aparece nesta estação. No entanto vale lembrar que JJA em geral corresponde ao período inicial ou final da fase extrema da OS. Isso talvez explique porque o padrão de trem de onda não aparece.

As configurações de trem de onda encontradas nos padrões de correlação para o vento zonal em 200 hPa para JJA concordam com Ambrizzi et al. (1995). Eles estudaram a propagação de ondas de Rossby e padrões de teleconexões no inverno austral, utilizando dados de vento em 200 hPa e o modelo barotrópico, e observaram alguns padrões de onda estacionária do escoamento básico. Um dos seus resultados, a possível rota do Pacífico Sul em direção ao jato Australiano, estão em boa concordância com os resultados encontrados aqui.

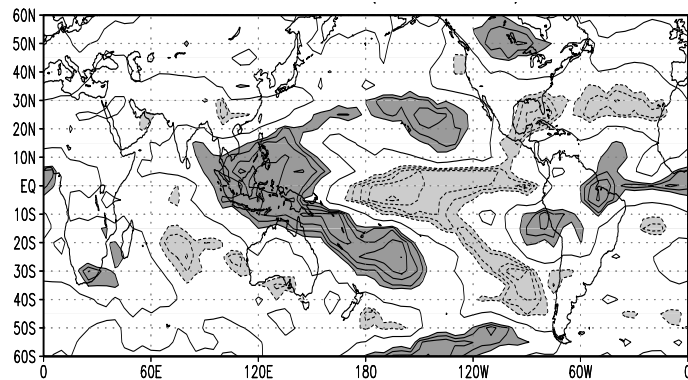
4.3.2 - RADIAÇÃO DE ONDA LONGA (ROL)

A Figura 4.18a mostra o campo de correlações para ROL para DJF. As correlações negativas (positivas) de ROL nos trópicos estão relacionadas com regiões de intensa (reduzida) atividade convectiva, e portanto, a precipitação excessiva (reduzida). Correlações negativas são observadas sobre o Pacífico Equatorial Central e Leste, Pacífico Sudeste Subtropical, leste e sul dos Estados Unidos e Atlântico Norte Subtropical. Correlações positivas são encontradas sobre a Indonésia e Oceano Índico Equatorial, Pacífico Norte Subtropical, ao longo da ZCPS, leste da Bacia Amazônica, oeste do nordeste do Brasil e Atlântico Equatorial.

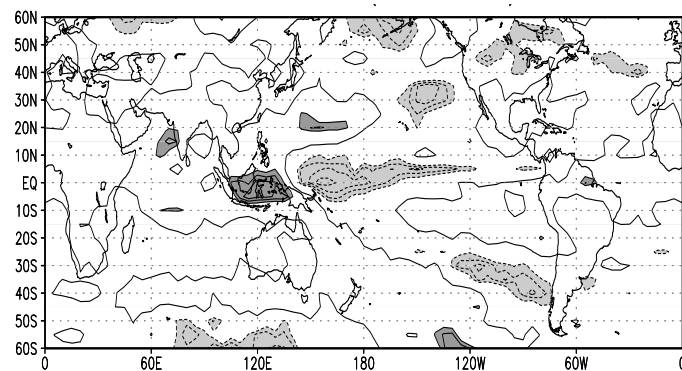
Essas características são consistentes com aquelas encontradas durante a fase quente do ENOS que corresponde a períodos de TSM acima do normal no Pacífico Equatorial Central e Leste. A ocorrência de uma região de anomalias negativas de ROL no Pacífico Equatorial Central e Leste em DJF é consistente com os resultados de Rasmusson e Wallace (1983). Eles notaram durante períodos de El Niño o deslocamento para leste da área de convecção, associado a anomalias nos ventos superficiais de leste e ao aparecimento de máxima TSM no lado leste do Pacífico Equatorial.

Portanto, nos anos de El Niño condições secas prevalecem sobre extensa área tropical continental incluindo parte da América do Sul, sul da África e

Indonésia e, precipitação excessiva, sobre o Pacífico Central, e condições opostas ocorrem em anos de La Niña. Esses resultados são consistentes com os de análises globais (Ropelewski e Halpert 1987 e 1989; Kiladis e Diaz, 1989) que identificaram áreas com pronunciadas anomalias de precipitação relacionadas as fases positivas e negativas da OS, e com os de análises regionais (Kousky et al., 1984; Aceituno, 1988; Kousky e Kayano, 1994).



(a)



(b)

Fig. 4.18 - Padrão de correlação para a ROL: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.

Assim como para o vento zonal em 200 hPa, existem diferenças sazonais importantes no caso de ROL. O padrão de correlações para JJA (Figura 4.18b), mostra valores negativos sobre o Pacífico Equatorial Oeste, e em pequenas áreas no Pacífico Norte, no Pacífico Sudeste, no norte da América do Norte, no Atlântico Norte e nas altas latitudes do HS entre 70°E e 140°E aproximadamente. As correlações positivas restringem-se à Indonésia.

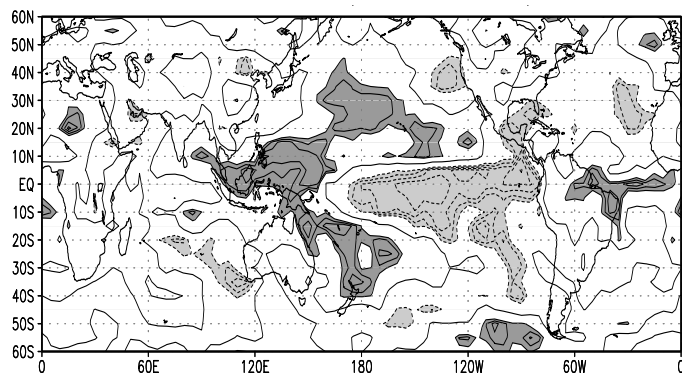
Como discutido anteriormente as diferenças sazonais refletem principalmente os estágios do ciclo ENOS. Os mapas de DJF referem-se ao estágio maduro dos extremos da OS e os de JJA à fase inicial ou de decaimento deste extremos.

4.3.3 - VELOCIDADE VERTICAL EM COORDENADAS DE PRESSÃO EM 500 hPa

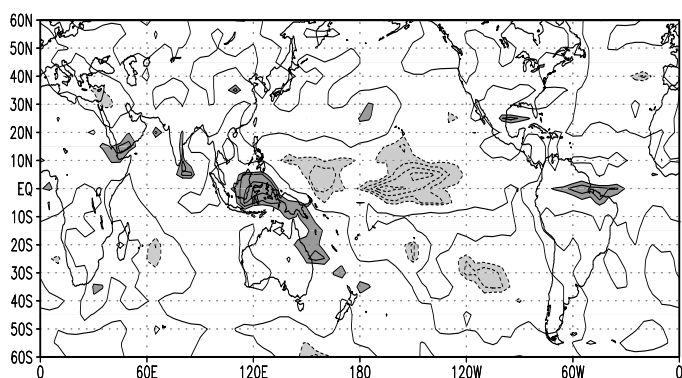
Os mapas de correlação para velocidade vertical (Figuras 4.19a e b) são coerentes com os de ROL. Para DJF movimentos ascendentes (correlações negativas) prevalecem sobre o Pacífico Central Leste, onde ocorrem anomalias negativas de ROL. As regiões de movimentos subsidentes (correlações positivas) estão localizadas naquelas com anomalias positivas de ROL (nordeste da América do Sul, região da Indonésia e Pacífico Tropical Noroeste e Sudoeste). Estas características do campo de anomalias de velocidade vertical são consistentes com resultados teóricos (Gill, 1980) sobre a circulação induzida por fonte equatorial de calor que se caracteriza

por movimentos ascendentes diretamente acima da fonte de calor.

Como no caso de ROL, as correlações da velocidade vertical em 500 hPa para JJA (Figura 4.19b) estão em áreas bem restritas comparadas com as de DJF. As correlações negativas aparecem sobre o Pacífico Equatorial Central e Oeste e numa pequena região no Pacífico Sudeste e as correlações positivas sobre o nordeste do Brasil e na região da Indonésia.



(a)



(b)

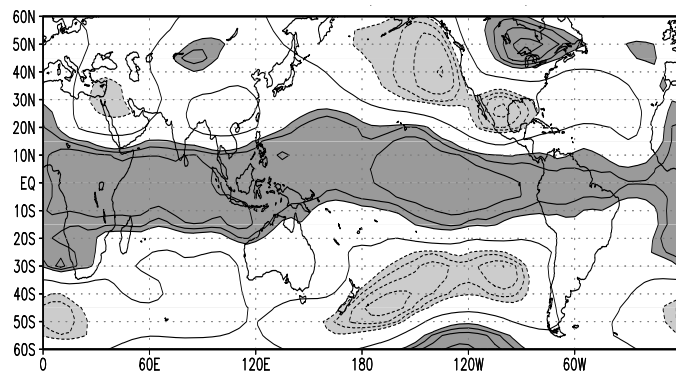
Fig. 4.19 - Padrão de correlação para velocidade vertical em coordenadas de pressão em 500 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.

4.3.4 - ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 hPa

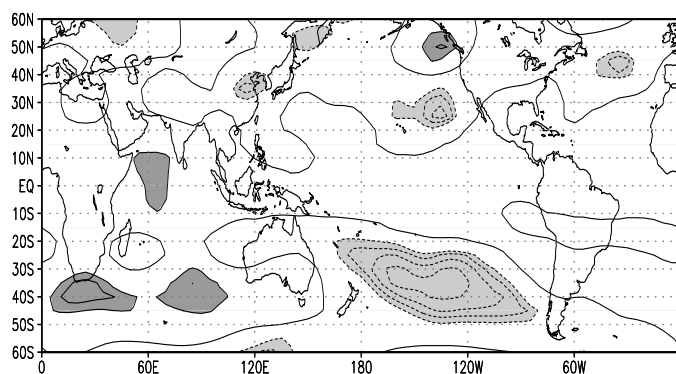
O padrão dominante de altura geopotencial em 500 hPa para DJF (Figura 4.20a) caracteriza-se por correlações positivas na faixa tropical entre 20°S-20°N e correlações negativas no Pacífico Leste e Estados Unidos,

mostrando uma estrutura do tipo trem de onda em ambos os hemisférios. No caso desta estrutura do tipo onda as correlações positivas no Pacífico Leste tropical são flanqueadas ao norte e sul por correlações negativas. Além disso, ocorrem correlações positivas no norte da América do Norte e no HS nas latitudes altas centradas em 120°W.

O trem de onda no HN foi associado aos eventos de El Niño e referido como padrão Pacífico Norte - América do Norte (PNA), por Horel e Wallace (1981). Eles notaram este padrão em um estudo observacional, analisando a influência do aquecimento de TSM na atmosfera, como mostrado por campos anômalos de altura geopotencial em 700 hPa. Nota-se também que no HS o padrão de altura geopotencial é mais zonalmente simétrico do que no HN.



(a)



(b)

Fig. 4.20 - Padrão de correlação para altura geopotencial em 500 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.

O padrão de correlação para altura geopotencial em 500 hPa para JJA está mostrado na Figura 4.20b. É notável a grande diferença sazonal ao se comparar esta figura com a correspondente a DJF. É observado somente uma área com correlações absolutas significantes e sobre uma região relativamente extensa. Esta área está nas latitudes médias do Pacífico Sudeste onde predominam

correlações negativas. Segundo, Ambrizzi et alli (1995), esta é uma área preferencial para propagação de onda. Nas demais áreas as correlações são relativamente pequenas ou abrangem áreas bem reduzidas.

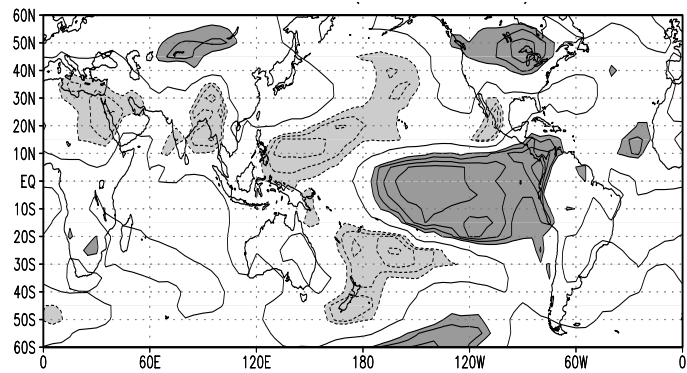
4.3.5 - TEMPERATURA EM 925 hPa

A Figura 4.21a mostra as distribuições de correlações de temperatura em 925 hPa para DJF. Valores positivos são observados na região tropical, principalmente no Pacífico Equatorial Central e Leste. Áreas menores de correlações positivas ocorrem também nos extratropicais sobre a América do Norte, Ásia e Pacífico Sudeste. As correlações negativas aparecem sobre o Pacífico Equatorial Oeste estendendo-se até o Pacífico Subtropical Norte e Sul. Algumas áreas mais reduzidas de correlações negativas são notadas sobre o México, norte da África e a oeste da Índia.

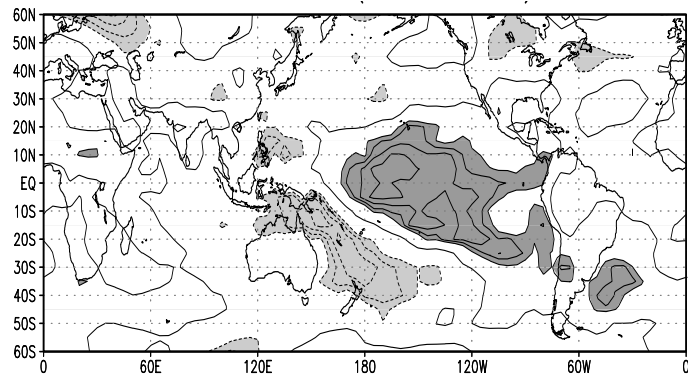
Nos trópicos e principalmente sobre o Pacífico as variações interanuais na temperatura em 925 hPa estão associadas com o deslocamento na convecção tropical ou serem influência direta das mudanças interanuais na TSM. Nos extratropicais os padrões de temperatura em 925 hPa estão associados às variações no escoamento de grande escala. Mudanças na circulação tropical, influenciam o padrão de onda quase estacionário de grande escala, melhor definido em alta troposfera, que podem gerar anomalias na circulação extratropical (Rasmusson e Wallace, 1983). Isso é confirmado nos resultados encontrados no presente trabalho. O padrão do tipo trem de onda no Pacífico Leste

observado para altura geopotencial em 500 hPa (Figura 4.20a) reflete as mudanças na circulação tropical relacionadas ao deslocamento para leste da convecção da Indonésia e indicam que fontes anômalas de calor nos trópicos podem induzir escoamentos anômalos em latitudes extratropicais como sugerido por Hoskins e Karoly (1981). Estes, por sua vez, podem ocasionar padrões anômalos de temperaturas em 925 hPa como mostrado na Figura 4.21a.

A Figura 4.21b mostra o padrão de correlações de temperatura em 925 hPa para JJA. Para esta estação do ano as correlações mais significantes estão confinadas no Pacífico entre as latitudes de 20°N e 40°S e no Atlântico Sudoeste. As correlações positivas estão centradas no Pacífico Equatorial Central e as negativas estendem-se da Indonésia para sudeste no Pacífico Tropical. Comparação dos mapas de correlação de temperatura em 925 hPa (Figura 4.21b) e de geopotencial em 500 hPa (Figura 4.20b) mostra a consistência física entre os parâmetros e sugere conexões entre as circulações tropicais e extratropicais. As anomalias negativas de temperatura na região da Indonésia estendendo-se para o Pacífico Sul são acompanhadas por anomalias negativas de geopotencial em 500 hPa.



(a)

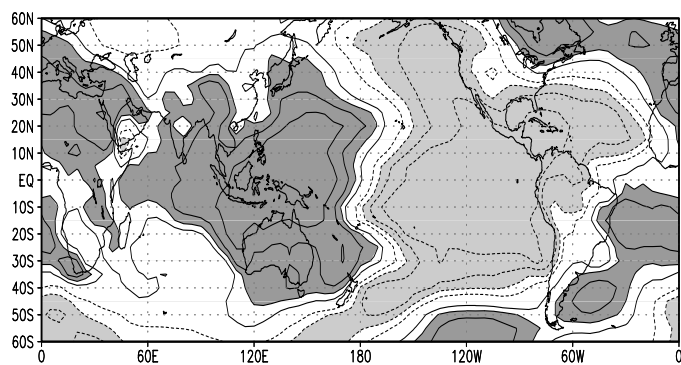


(b)

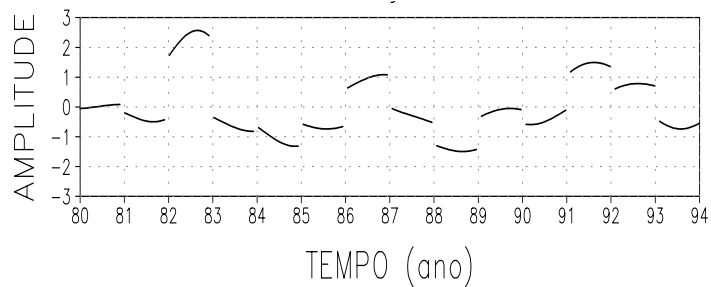
Fig. 4.21 - Padrão de correlação para a temperatura em 925 hPa para: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0.5. O contorno zero está incluído.

4.4 - PADRÕES DE CORRELAÇÃO DOS CAMPOS ZONALMENTE ASSIMÉTRICOS PARA DJF E JJA.

Embora os padrões espaciais do primeiro modo da parte total das séries de anomalias filtradas de PNM, e do primeiro modo da parte assimétrica sejam muito similares, o padrão correspondente à parte assimétrica será apresentado pois foi baseado nas componentes principais deste que os padrões de correlações da parte assimétrica de várias variáveis foram obtidos. O primeiro modo da parte zonalmente assimétrica para DJF (Figura 4.22a) explica 30% da variância assimétrica interanual total e o primeiro modo da parte assimétrica para JJA explica 21% da variância assimétrica interanual total (Figura 4.23a). As séries de componentes principais para DJF e JJA são ilustradas nas Figuras 4.22b e 4.23b.



(a)



(b)

Fig. 4.22 - (a) Padrão da parte zonalmente assimétrica de PNM do primeiro modo para DJF. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.

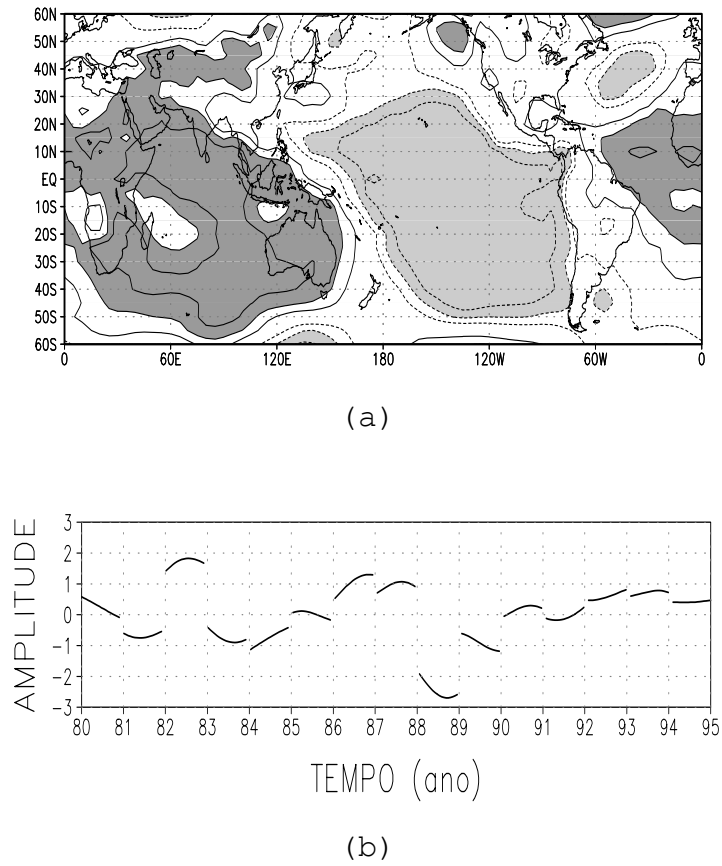
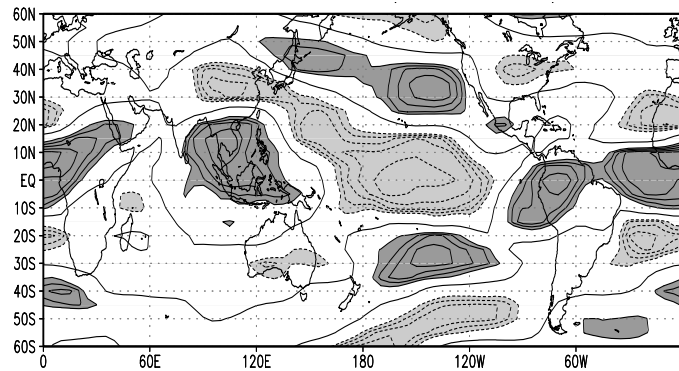


Fig. 4.23 - (a) Padrão da parte zonalmente assimétrica de PNM do primeiro modo para JJA. Intervalo de contorno é de 0,2. O contorno zero não está incluído; (b) Componente principal correspondente ao primeiro modo.

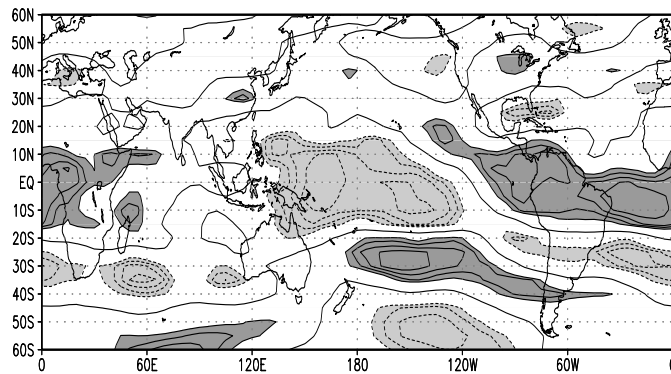
4.4.1 - COMPONENTE ZONAL DO VENTO EM 200 hPa

O padrão da componente do vento zonalmente assimétrico em 200 hPa em DJF (Figura 4.24a) é em geral similar ao do campo total (Figura 4.17a) exceto na região do Atlântico/África. Correlações positivas sobre o Atlântico estendem-se até o norte da África e são flanqueadas ao norte e sul por correlações negativas. Esta configuração sugere um trem de onda não presente no campo total.

Comparando o padrão da componente do vento zonalmente assimétrico em 200 hPa para JJA (Figura 4.24b) e total (Figura 4.17b), a diferença mais notável é uma indicação do trem de onda na região do Pacífico Sul com um ramo próximo à América do Sul, que não esteve tão evidente no campo total. Também, há indicação de que as características assimétricas são mais pronunciadas no hemisfério de inverno, concordando com os resultados de Rasmusson e Mo (1993).



(a)



(b)

Fig. 4.24 - Padrão de correlação para a parte assimétrica da componente zonal do vento em 200 hPa: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero está incluído.

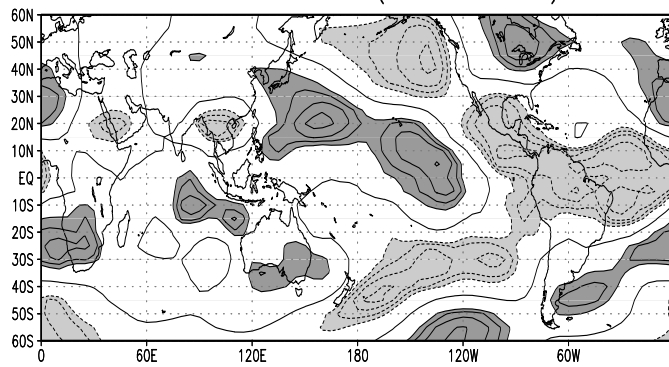
4.4.2 - ALTURA GEOPOTENCIAL EM 500 hPa.

Os padrões de correlação para a parte zonalmente assimétrica da altura geopotencial em 500 hPa para DJF, é mostrado na Figura 4.25a. Comparando os padrões

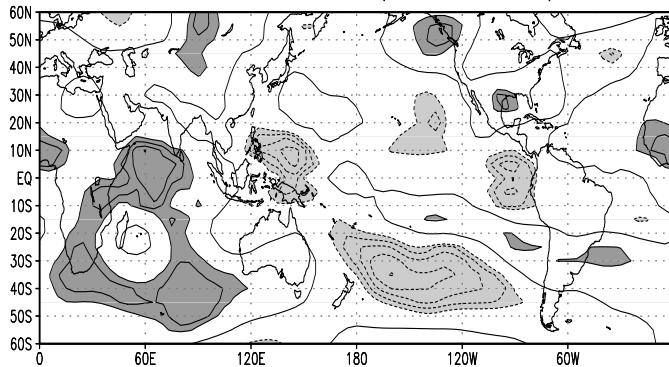
da altura geopotencial total (Figura 4.20a) e assimétrico (Figura 4.25a) nota-se que a forte simetria zonal na faixa 20°N-20°S deixa de ocorrer no caso assimétrico. Isso implica em grandes diferenças no setor da América do Sul/Atlântico.

Correlações positivas são observadas sobre o leste da América do Norte, numa extensa área sobre o Pacífico Tropical Norte, latitudes médias do Pacífico Sul, no sul da América do Sul cruzando o Atlântico até o sul da África, Índico subequatorial sudeste e ao noroeste da África. As correlações negativas estendem-se para nordeste desde os subtropicais do Pacífico Sul em direção ao Pacífico Tropical Leste, México, América Central, norte da América do Sul e Atlântico Equatorial. Correlações negativas também aparecem no Pacífico Norte a oeste da América do Norte.

Este padrão (Figura 4.25a) tem similaridades com a solução obtida por Gill (1980), a qual mostra circulações ciclônicas à noroeste e sudeste da fonte de calor. O padrão de onda discutido por Hoskins e Karoly (1981) com propagação em direção aos polos e para leste é evidenciado no Pacífico/América do Norte e há indicações de um padrão de onda na região do Atlântico/África.



(a)



(b)

Fig. 4.25 - Padrão de correlação para a parte assimétrica de altura geopotencial em 500 hPa: (a) DJF, (b) JJA. Contornos negativos são tracejados. Intervalo de contorno é de 0,1, iniciando em 0,5. O contorno zero esta incluído.

Essencialmente os padrões de JJA mostrados nas Figuras 4.25b e 4.20b são similares. As maiores diferenças aparecem nas regiões de correlações negativas, na faixa equatorial, uma a leste da América do Sul e outra na Indonésia, que não aparecem no caso do campo total.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Existe um aspecto comum entre os padrões de variâncias de PNM, altura geopotencial em 500 hPa e temperatura em 925 hPa. As máximas variâncias total e interanual para essas variáveis localizam-se nos extratropicais de inverno e os padrões da porcentagem de variância total na banda interanual mostram máximos nos trópicos, em localidades próximas às dos centros de ação da OS, em ambas as estações. No caso do geopotencial em 500 hPa a porcentagem máxima de variância total contida na banda interanual mostra um padrão zonalmente simétrico na faixa tropical, mais pronunciado do que para as outras variáveis.

As máximas variâncias interanual e total de ROL são encontradas na região tropical e estão associadas às variações sazonais da convecção tropical. Os máximos valores de variâncias total contida na banda interanual coincidem com as áreas de grande variabilidade relacionadas ao ciclo ENOS. Para a componente zonal do vento em 200 hPa são encontrada máximas variâncias total e interanual nos subtropicais e baixas latitudes. Nas regiões tropicais as porcentagens excedendo 40% de variância total contida na banda interanual correspondem aos principais centros de circulação anômalas relacionadas ao ENOS.

As máximas variâncias total e interanual da velocidade vertical em 500 hPa ocorrem nas áreas onde a circulação meridional é mais forte, ou seja entre a área equatorial e os subtrópicos de inverno. As máximas porcentagens da variância total contida na banda interanual correspondem às áreas de maior variabilidade de ROL relacionada as variações na convecção durante anos de El Niño.

A sazonalidade é evidente tanto nos padrões de variâncias totais como interanuais de todas as variáveis. Observa-se máxima variabilidade no hemisfério de inverno para PNM, componente zonal do vento em 200 hPa, geopotencial em 500 hPa, velocidade vertical em 500 hPa e temperatura em 925 hPa. As diferenças sazonais na ROL são mais pronunciadas nos trópicos.

As características das variâncias da parte assimétrica para a maioria das variáveis analisadas são similares às dos campos totais, exceto para o geopotencial em 500 hPa. As maiores diferenças entre as variâncias dos campos totais e assimétricos de geopotencial em 500 hPa aparecem na porcentagem de variância total contida na banda interanual.

Os padrões climáticos dominantes na área de estudo, foram obtidos através do cálculo da EOF's nas séries de anomalias filtradas de PNM para o campo total e assimétrico e para DJF e JJA. A característica dominante para ambas as estações do ano, mostrada pelo primeiro modo

de cada análise, é um padrão de onda número um na região tropical, que descreve características consistentes com extremos da OS. O primeiro modo para DJF de cada análise (campo total e assimétrico) descreve características relacionadas ao estágio maduro dos extremos da OS, e as correspondentes séries de componentes principais mostram as amplitudes positivas relacionadas aos eventos de El Niño e as negativas a períodos de La Niña. Em JJA, o primeiro modo descreve os padrões anômalos de PNM relacionados ou à fase inicial ou decaimento deste extremos.

Os padrões das demais variáveis foram obtidos através de cálculos de correlações. As diferenças sazonais refletem principalmente os estágios do ciclo ENOS. Para a componente zonal do vento em 200 hPa e altura geopotencial em 500 hPa, as principais características estão relacionadas ao padrão de trem de onda, semelhante aos padrões previstos pela teoria. Segundo Hoskins e Karoly (1981), este padrão de onda pode ser interpretado como um trem de ondas de Rossby quase-estacionário de escala planetária, que é gerado como resposta a uma forçante térmica tropical.

Para os períodos analisados e para o vento zonal em 200 hPa e geopotencial em 500 hPa foi notada a existência de um padrão de onda no Pacífico Leste em ambos os hemisférios, mais nítido em DJF, período esse que corresponde a fase madura do ciclo ENOS.

Para os padrões zonalmente assimétricos da componente zonal do vento em 200 hPa e geopotencial em 500 hPa as características mais notáveis aparecem na região do Atlântico/África e em DJF, quando se estabelece uma configuração do tipo trem de ondas não encontrada no campo total. Em JJA há indicação do padrão de trem de onda no HS na região do Pacífico/América do Sul. Também, existem indicações de que as características assimétricas são mais pronunciadas no hemisfério de inverno concordando com os resultados de Rasmusson e Mo (1993).

O estudo mostrou características distintas para os padrões atmosféricos de campos totais e assimétricos da componente zonal do vento em 200 hPa e geopotencial em 500 hPa. O padrão do tipo trem de onda possivelmente responsável pelas interações das circulações tropical e extratropical, aparece mais evidentes nos campos assimétricos. Portanto, este aspecto deve ser levado em consideração para o melhor entendimento dos mecanismos físicos associados aos padrões de teleconexões. Futuros trabalhos relacionados à dinâmica da relação entre esses padrões de teleconexões e aquecimento tropical podem dar continuidade a esse trabalho. Outras sugestões seriam: proceder a uma análise mais detalhada do padrão do tipo trem de onda encontrado no Pacífico Leste, incluindo latitudes polares e outras variáveis; estudar a relação dos padrões de teleconexões do HS com a precipitação da América do Sul, semelhante ao trabalho realizado por Nobre (1984), que relaciona padrões de teleconexões do HN com a precipitação sobre o Nordeste.

CAPÍTULO 6REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, **116** (3): 505-524, 1988.
- Ambrizzi, T.; Hoskins, B. J.; Hsu, H.-H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, **52** (21): 3661-3672, 1995.
- Arkin, P. A. The Global Climate for December 1988-February 1989: Cold episode in the tropical Pacific continues. **Journal of Climate**, **2** (7): 737-757, 1989.
- Arkin, P. A. The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, **110** (10): 1393-1404, 1982.
- Bjerknes, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, **18** (4): 820-829, 1966.
- Bjerknes, J. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, **97** (3): 163-172, 1969.

Bjerknes, J. Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. **Journal of Physical Oceanography**, **2** (2): 212-217, 1972.

Cavalcanti, I. F. A. Episódios El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise Especial**, outubro de 1996. Edição Especial comemorativa de 10 anos.

Cornejo-Garrido, A. G.; Stone, P. H. On the heat balance of the Walker circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, **34** (8): 1155-1162, 1977.

Duchon, C.E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, **18** (8): 1016-1022, 1979.

Gan, M. A.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, **119** (5): 1293-1302, 1991.

Gill, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **106** (449): 447-462, 1980.

Grimm, A. M.; Teleginski, S. E.; Costa, S. M. S.; Ferlizi, P. G. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil em eventos El Niño. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., Campos do Jordão, 1996. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1996, v.2, p. 1098-1102.

Grimm, A. M.; Teleginski, S. E.; Costa, S. M. S.; Ferlizi, P. G.; Freitas, E. D. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil em eventos La Niña. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., Campos do Jordão, 1996. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1996, v.2, p.1113-1117.

Halpert, M. S.; Ropelewski, C. F. Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, 5 (6): 577-593, 1992.

Horel, J. D.; Kousky, V. E.; Kayano, M.T. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. **Nature**, 322: 248-251, 1986.

Horel, J. D.; Wallace, J. M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, 109 (4): 813-829, 1981.

Hoskins, B. J.; Karoly, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 38: 1179-1196, 1981.

- Kayano, M. T.; Kousky, V. E. Tropical circulation variability with emphasis on interannual and intraseasonal time scales. **Revista Brasileira de Meteorologia**, **11** (1-2): 6-17, 1996.
- Kayano, M. T. Principal modes of the ozone on the Southern Oscillation timescale and related temperature variations. **Journal of Geophysical Research**, **102** (D22): 25,797-25,806, 1997.
- Kayano, M. T.; Rao, V. B.; Moura, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, **8** (5): 477-488, 1988.
- Kayano, M. T.; Rao, V. B.; Moura, A. D. The Walker circulation and atmospheric water vapour characteristics over the Pacific for two contrasting years. **International Journal of Climatology**, **9**: 243-251, 1989.
- Kiladis, G. N.; Diaz, H. D. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, **2** (9): 1069-1090, 1989.
- Kousky, V.E.; Cavalcanti, I.F.A. Eventos Oscilação Sul- El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, **36** (11): 1888-1899, 1984.

- Kousky, V.E.; Kayano, M.T.; Cavalcanti, I.F.A. A review of the Souther Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, **36A** (5): 490-504, 1984.
- Kousky, V. E.; Kayano, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, **7** (7): 1131-1143, 1994.
- Kousky, V. E.; Ropelewski, C.F. Extremes in the southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. **Revista Brasileira Meteorologia**, **4** (1-2): 351-363, 1989.
- Kutzbach, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level-pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, **6** (5): 791-802, 1967.
- Legler, D. M. Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the Tropical Pacific region. **Bulletin of the American Meteorological Society**, **64** (3): 234-241, 1983.
- Matsuno, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, **44** (1): 25-42, 1966.

- Nobre, P. **Fontes de calor nos trópicos e escoamentos anômalos de larga escala associados com anomalias de precipitação no nordeste do Brasil.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, INPE. 1984, 109p. (INPE-3211-TDL/175).
- North, G. R.; Bell, T. L.; Cahalan, R. F.; Moeng, F. J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. **Monthly Weather Review**, **110** (7): 699-706, 1982.
- Palmén, E.; Newton, C. W. **Atmospheric Circulation Systems.** New York, Academic, Cap 1, 1969. p. 2-23.
- Panosfky, H. A.; Brier, G.W. **Some applications of Statistics to Meteorology.** Pennsylvania University Park. College of Mineral Industries, Cap 6, 1968. p. 126-161.
- Rasmusson, E. M. Observational aspects of ENSO cycle teleconnections. In: Glantz M.; Katz R. W.; Nicholls N. Eds. **ENSO cycle teleconnections linking worldwide climate anomalies: scientific basis and societal impacts.** Cambridge University Press, 1991. p. 309-343.
- Rasmusson E.M.; Arkin, P. Interannual climate variability associated with the El Niño/Southern Oscillation. In: Nihoul, J.C.J. Ed., **Coupled-ocean atmosphere models.** Amsterdam, Elsevier, 1985. p. 697-725.

Rasmusson E. M.; Carpenter, T. H. Variations in the tropical sea temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, **110** (5): 354-384, 1982.

Rasmusson, E. M.; Mo, K. Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986-1989 ENSO cycle. **Journal of Climate**, **6** (4): 595-616, 1993.

Rasmusson, E. M.; Wallace, J. M. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, **222**: 1195-1202, 1983.

Ropelewski, C. H.; Halpert, S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, **115** (8): 1606-1626, 1987.

Ropelewski, C. H.; Halpert, S. Precipitation patterns associated with the high index phase of Southern Oscillation. **Journal of Climate**, **2** (3): 268-284, 1989.

Souza, L.K.; Rao, V. B.; Franchito, S. H. Influência dos eventos El Niño e La Niña na precipitação da floresta Amazônica. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., Campos do Jordão, 1996. **Anais**. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1996, v.2, p. 1225-1229.

Studzinski, C. **Um estudo da precipitação na região Sul do Brasil e sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico tropical sul.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. INPE, 1995, 120p.

Wallace, J. M.; Gutzler, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemispheric winter. **Monthly Weather Review**, **109** (4): 784-812, 1981.

APÊNDICE AA.1 - DESVIOS EM RELAÇÃO A MÉDIA ZONAL

Seja Ψ uma variável qualquer definida em cada ponto de grade (i, j) , onde i significa a longitude e j a latitude do ponto. Tem-se uma série $\{\Psi_{ij}\}_t$, onde t é o tempo.

Em cada latitude j foi definida para um tempo fixo a média zonal dada por:

$$\left(\overline{\Psi}_j\right)_t = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K \Psi_{ij} \quad (\text{A.1})$$

onde K é o número de longitudes.

O desvio zonal (parte assimétrica) foi definido para cada ponto e para cada tempo t por:

$$\langle \psi_{ij} \rangle_t = (\psi_{ij})_t - \left(\overline{\Psi}_j\right)_t \quad (\text{A.2})$$

APÊNDICE BB.1 - FILTROS DE LANCZOS

No presente trabalho é usado um filtro passa-baixa de Lanczos. A principal característica do método é o uso do fator sigma , o qual reduz significativamente a amplitude da oscilação de Gibbs. Na prática, o que é feito, é primeiro decidir a forma da função resposta, e então determinar a função peso. Uma vantagem do filtro de Lanczos em relação a outros é que a frequência de corte pode ser controlada independentemente do número de pesos (Duchon, 1979).

Os pesos para esse filtro podem ser calculados da seguinte fórmula geral:

$$w_k = \left(\frac{\text{sen } 2\pi f_{c2} k}{\pi k} - \frac{\text{sen } 2\pi f_{c1} k}{\pi k} \right) \sigma \quad (\text{B.1})$$

onde σ é o fator sigma dado por $\frac{\text{sen } \pi k / n}{\pi k / n}$, sendo n o número de pesos, $k = -n, \dots, n$, e f_{c1} e f_{c2} são as frequências de corte.

Para o caso de um filtro passa-baixa a f_{c2} é nula.

A frequência da função resposta é:

$$R(f) = w_o + 2 \sum_{k=1}^n w_k \cos 2\pi f k \quad (\text{B.2})$$

onde:

w_o , peso central, é expresso por:

$$w_o = 2\Delta f_c \quad (\text{B.3})$$

Δ , intervalo da amostra, no caso $\Delta = 1$ pentada.

APÊNDICE CC.1 - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS

Vários métodos estatísticos tem sido usados para identificar a natureza temporal e espacial da variabilidade climática, como um meio de se interpretar fisicamente campos meteorológicos. A decomposição em EOF é uma técnica estatística multivariada usada tanto para se conhecer as dependências existentes entre um conjunto de dados como também para estruturar tal conjunto a fim de se reduzir o número de variáveis interrelacionadas para um conjunto menor de componentes, que são combinações lineares das variáveis originais.

Esta técnica se tornou um procedimento bastante usado nas análises de dados e séries de observações. Kutzbach (1967) analisou médias mensais de PNM, temperatura da superfície e precipitação na América do Norte. Legler (1983) analisou o vetor vento sobre a região do Pacífico tropical através das EOF. A técnica foi também utilizada por Kousky e Kayano (1994), como um meio de se interpretar fisicamente os campos meteorológicos.

Este método é bastante usado em meteorologia e tem duas vantagens básicas. Permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação. Também permite investigar processos

geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas a curto prazo.

A formulação matemática da técnica está baseada em Kutzback (1967) e Studzinski (1995).

Seja \mathbf{F} um campo geofísico qualquer definido em M posições e N observações. Procura-se uma transformada \mathbf{E} de \mathbf{F} que retenha a variância máxima de todas as combinações lineares, ou seja,

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \text{máx} \quad (\text{C.1})$$

obtendo-se assim um outro sistema de variáveis \mathbf{Z} , tal que $\mathbf{Z} = \mathbf{FE}$, que é o sistema das componentes principais cujo interesse é determiná-las.

As hipóteses básicas do método de componentes principais são que:

1. as variáveis \mathbf{Z} tenham máxima variância.
2. elas sejam ortogonais entre si.

Da primeira hipótese temos:

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = \frac{1}{N-1} \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} = \frac{1}{N-1} (\mathbf{FE})^T (\mathbf{FE}) = \frac{1}{N-1} \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \mathbf{FE} \quad (\text{C.2})$$

onde o sobrescrito (T) indica a matriz transposta. Porém,

$$\frac{1}{N-1} \mathbf{F}^T \mathbf{F} = \mathbf{R} \quad (\text{C.3})$$

onde \mathbf{R} é a matriz de covariância. Portanto (C.2) fica:

$$\text{var}(\mathbf{Z}) = \mathbf{E}^T \mathbf{R} \mathbf{E} = \mathbf{L} \quad (\text{C.4})$$

A coluna de \mathbf{E} são vetores característicos e pela imposição da segunda hipótese, a matriz variância de \mathbf{Z} reduz-se a matriz diagonal \mathbf{L} com $\lambda_{ij} = 0$ para $i \neq j$ e $\lambda_{ii} \geq 0$.

A variância total dos elementos de \mathbf{F} é dada pelo traço de \mathbf{R} . A variância total será preservada pela transformação \mathbf{E} , uma vez que se assume a hipótese de ortogonalidade.

Pode-se mostrar então que a imposição destas duas hipóteses traduz-se num sistema linear homogêneo de m -equações e m -incógnitas do tipo problema de autovalores:

$$(\mathbf{R} - \mathbf{L}\mathbf{I})\mathbf{E} = 0 \quad (\text{C.5})$$

onde \mathbf{I} é a matriz identidade.

Esta equação combinada com a hipótese de ortogonalidade, permite mostrar que as variâncias das componentes principais \mathbf{Z} são dadas pelos autovalores \mathbf{L} da equação acima.

Para que a equação (C.5) tenha soluções não-triviais é necessário e suficiente que o determinante da matriz de coeficientes seja nulo:

$$\det(\mathbf{R} - \mathbf{L}\mathbf{I}) = 0 \quad (\text{C.6})$$

A expansão deste sistema dá origem a chamada equação característica para os autovalores λ , isto é, uma equação algébrica de ordem- m admitindo m raízes λ . A primeira componente principal é aquela que tem a maior variância, sendo portanto dada pelo autovetor de coeficientes \mathbf{E}_{ij} que corresponde ao maior autovalor dentre os λ_i ; a segunda componente principal corresponde à segunda maior variância, portanto ao segundo maior autovalor, e assim por diante.

A matriz das séries temporais, pode ser obtida de:

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}^T \mathbf{F}^T \quad (\text{C.7})$$

onde as linhas de \mathbf{C} são as componentes principais (CP) associadas aos autovetores. Cada CP pode ser interpretada

como uma série temporal explicando uma porção da variância, e são também mutuamente ortogonais.

Como a variância é maximizada ocorre que um pequeno número destas componentes explica a maior parte da variância do conjunto de dados originais. Portanto, é possível ter-se uma boa estimativa dos principais padrões de variabilidade usando um pequeno número de componentes e com isso torna-se possível reexpressar as variáveis originais.

