



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-8604-TDI/789**

**DINÂMICA DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA DA  
PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Guillermo Oswaldo Obregón Párraga

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada  
em 27 de março de 2001.

INPE  
São José dos Campos  
2003



551.583

OBREGÓN PÁRRAGA, G. P.

Dinâmica da variabilidade climática da precipitação  
sobre a América do Sul / G. O. Obregón Párraga – São  
José dos Campos: INPE, 2002.

1. América do Sul. 2. Variabilidade climática. 3. Análise estatística. 4. Precipitação. 5. Mudança climática. I. Título.



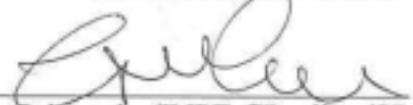
Aprovado pela Banca Examinadora em  
cumprimento a requisito exigido para a  
obtenção do Título de **Doutor** em  
**Meteorologia.**

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



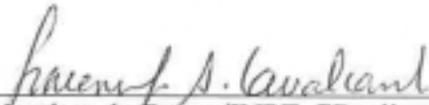
Presidente/INPE-SJC/SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



Orientador/INPE-CPaulista/SP

Dr<sup>a</sup> Iracema Fonseca de A Cavalcanti



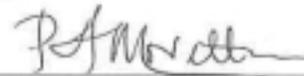
Membro da Banca/INPE-CPaulista/SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Membro da Banca  
Convidado IAG/USP-São Paulo/SP

Dr. Pedro Alberto Morettin



Membro da Banca  
Convidado IME/USP-São Paulo/SP

Candidato (a): Guillermo Oswaldo Obregón Párraga

São José dos Campos, 27 de março de 2001.



***La lluvia tiene un vago secreto de ternura,  
algo de soñolencia resignada y amable,  
una música humilde se despierta con ella  
que hace vibrar el alma dormida del paisaje.***

Francisco Garcia Lorca (*Lluvia*, 1919)



*Às pessoas que me ensinaram e incentivaram a avançar cada dia da minha vida.*

*Muito obrigado a todos.*



## AGRADECIMENTOS

Desejo expressar minha gratidão ao meu orientador o Dr. Carlos A. Nobre pelo apoio e estímulo profissional durante minha permanência no INPE, particularmente na realização do presente trabalho. Fui afortunado em compartilhar sua generosidade intelectual e amizade. Sua admirável qualidade e visão científica, foram determinantes na conclusão desta tese.

À Rosane Chaves que ajudou-me com perspicácia a “costurar” meu “portunhol”.

Meu agradecimento a cada um dos meus amigos e colegas pelo convívio fraterno durante estes anos.

À Dra. Iracema Fonseca de Cavalcanti pela cuidadosa revisão final do trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE, pela oportunidade oferecida para a obtenção do doutorado em Meteorologia; ao Centro de Previsão e Estudos Climáticos–CPTEC, pela acolhida e facilidades dadas durante o desenvolvimento do presente trabalho; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Tecnológico e Pesquisa–CNPq, pela concessão da bolsa de estudos.

À Agencia Nacional de Energia Elétrica–ANEEL, ao Núcleo Estadual de Meteorologia e Recursos Hídricos de Maranhão, ao Departamento de Hidrometeorologia do Piauí, à Fundação Cearense de Meteorologia e Hidrologia (FUNCEME) e ao Sistema Meteorologia de Paraná–SIMEPAR, pela cessão dos dados de precipitação.

Finalmente: Graças a Deus pelo amor da família de Santiago e Maura, que facilita minha existência. Não te esqueci Felicia! minha querida avó. Sim! Me ensinaste a rezar, a cultivar o campo...Não tornei-me professor...mas muita coisa boa obtive de tudo isto.



## RESUMO

A variabilidade climática da precipitação em escalas intrasazonais, sobre o Brasil, e escalas interanual e períodos maiores sobre a América do Sul foram estudadas através da utilização de dados de precipitação diária (1979-1990) e mensal (1951-1990) utilizando diversos métodos estatísticos. Os resultados obtidos mostram que a variabilidade da precipitação sobre a AS, em escalas sazonal e interanual apresenta características regionais intrínsecas, com ciclo anual proeminente e persistente sobre a maior parte do domínio. O ciclo semi-anual é predominante principalmente sobre o norte da Amazônia, com alta persistência, e sul do Brasil com baixa persistência. A distribuição sazonal da precipitação média e as estatísticas probabilísticas estão intensamente relacionadas durante todas as estações do ano. Com relação à variabilidade intrasazonal sobre o Brasil foi encontrado o predomínio de oscilações com período de 20 e 40 dias, com características distintas. A oscilação de 20 dias aparentemente mostra maior dependência das ondas baroclínicas, enquanto que a de 40 dias parece mais relacionada com oscilações de escala global e, possivelmente, interage com maior intensidade com a atmosfera tropical. Quanto à variabilidade interanual nota-se que a precipitação sobre a América do Sul é modulada pelo El Niño/Oscilação Sul (ENOS), porém esta modulação aparece em dois períodos distintos, de 3,7 e 5 anos. A oscilação de 5 anos tem predomínio sobre as regiões equatoriais enquanto que a oscilação de 3,7 anos tem maior influência sobre o sul do Brasil, ambas moduladas pelo Atlântico tropical, porém com intensidades diferentes. A tendência linear e mudança climática sobre a AS apresentam uma distribuição espaço-temporal coerentes entre si. Observou-se tendência linear negativa da precipitação anual sobre a faixa de máxima precipitação, associada com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e tendência positiva sobre o sul do Brasil. Estes padrões são resultado das tendências negativas intensas concentradas durante as estações de verão, na faixa de máxima precipitação, e no sul do Brasil na primavera. Ambas as tendências parecem estar associadas à mudança climática abrupta observada na metade da década de 70, relacionada à mudança da temperatura superficial do mar (TSM) dos oceanos, principalmente do Oceano Pacífico. Esta mudança climática abrupta teve repercussões sobre quase toda a América do Sul, com exceção do Nordeste do Brasil, onde a precipitação apresenta alta variabilidade interanual e aparente variabilidade quase decadal.



# RAINFALL CLIMATE VARIABILITY DINAMICS OVER SOUTH AMERICA

## ABSTRACT

Intraseasonal time-scales of climate variability over Brazil, and interannual and larger time-scales climate variability over South America were studied using daily (1979-1990) and monthly (1951-1990) mean rainfall data and several statistical methods. The results show that the seasonal and interannual rainfall variability over South America have intrinsic regional features with prominent and persistent annual cycle. The semi-annual cycle is predominant over northern Amazon (high persistence) and Southern Brazil (low persistence). The seasonal mean rainfall distribution is strongly related to the statistics of probabilities in all seasons. With respect to intraseasonal variability over Brazil, it was found that there are two dominant oscillations with periods of 20 and 40 days with distinct characteristics. The 20 day oscillation shows greater dependence on baroclinic waves, while the 40 day seems to be more related to the global scale oscillations and apparently interacts with greater intensity with the tropical atmosphere. Regarding the interannual variability, it is observed that precipitation over South America is modulated by El Niño/South Oscillation (ENSO). However, this modulation is present in the distinct periods, 3.7 and 5 years. The 5 years oscillation is predominant over equatorial regions, while the 3.7 years oscillation is predominant over Southern Brazil. Both are modulated by Tropical Atlantic, but with different intensities. The linear trends and climate change over South America show coherent space-temporal distributions. Negative trends of the annual precipitation over the maximum rainfall area, related to the climatological region of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), and positive trends over Southern Brazil were observed. These patterns are results of the intense negative tendency occurred in summer over the maximum rainfall area and during spring season over Southern Brazil. The trends seem to be associated with the observed climate change in the mid 70's, which is related to the sea surface temperature change, mainly in the Pacific Ocean. This abrupt climate change affected almost the whole South America, except Northeast Brazil, where precipitation shows high interannual variability and apparent quasi-decadal variability.



# SUMÁRIO

Pág.

## LISTA DE FIGURAS

## LISTA DE TABELAS

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 – INTRODUÇÃO .....	29
1.2 – RESENTE INTERESSE NA VARIABILIDADE CLIMÁTICA .....	31
1.3 – OBJETIVOS .....	33
1.4 – ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO .....	34

## CAPÍTULO 2 - DADOS E METODOLOGIA

2.1 - DADOS .....	35
2.1.1 - <i>Dados de precipitação mensal da América do Sul</i> .....	35
2.1.2 - <i>Dados mensais da Circulação Global da Atmosfera</i> .....	37
2.1.3 - <i>Dados mensais da Temperatura Superficial do Mar</i> .....	38
2.1.4 - <i>Dados de precipitação diária do Brasil</i> .....	38
2.1.5 - <i>Análise Objetiva</i> .....	39
2.2 - METODOLOGIA .....	41
2.2.1 - <i>Persistência de ciclo anual e semi-anual</i> .....	41
2.2.2 - <i>Probabilidade incondicional da precipitação</i> .....	42
2.2.3 - <i>Probabilidade condicional da precipitação</i> .....	43
2.2.4 - <i>Análises da Transformada de Ondaleta</i> .....	44
2.2.5 - <i>Teste de significância da análises de Ondaleta</i> .....	45
2.2.6 - <i>Decomposição dos valores Singulares Complexos</i> .....	46
2.2.7 - <i>Análises das tendências linear: Teste de Mann-Kendal</i> .....	48
2.2.8 - <i>Estimativa da inclinação da tendência linear: Método de Sen</i> .....	51
2.2.9 - <i>Análises de mudança climática brusca: Teste seqüencial de Mann-Kendall</i> .....	51
2.2.10 - <i>Análises das Componentes Principais</i> .....	53

2.2.11 - <i>Análise da Decomposição dos Valores Singulares</i> .....	54
2.2.12 - <i>Método da Regressão Local</i> .....	54
2.2.13 - <i>Significância estatística das correlações</i> .....	55

### **CAPÍTULO 3 - CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: ESTATÍSTICAS ANUAIS E SAZONAIS**

3.1 - INTRODUÇÃO.....	57
3.2 - ESTATÍSTICAS ANUAIS.....	58
3.2.1 - <i>Média e variabilidade interanual</i> .....	58
3.2.2 - <i>Ciclo anual e sua persistência</i> .....	60
3.2.3 - <i>Probabilidade incondicional de dias úmidos</i> .....	61
3.3 - ESTATÍSTICAS SAZONAIS .....	64
3.3.1 - <i>Média e variabilidade sazonal</i> .....	66
3.3.2 - <i>Probabilidade incondicional sazonal de dias úmidos</i> .....	69
3.3.3 - <i>Probabilidade condicional sazonal</i> .....	70
3.4 - RESUMO DO CAPÍTULO .....	76

### **CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DE ONDALETA DA PRECIPITAÇÃO DIÁRIA SOBRE O BRASIL**

4.1 -INTRODUÇÃO.....	77
4.2 - ESPECTRO DE ONDALETA EM TRÊS SUB-REGIÕES .....	79
4.3 - ENERGIA ESPECTRAL DE ONDALETA DE 40 E 20 DIAS .....	83
4.4 – ESTRURA ESPACIAL DA DENSIDADE DE ENERGIA.....	86
4.4.1 - <i>Alta frequência: 5 dias</i> .....	88
4.4.2 - <i>Variabilidade intrasazonal: 20 dias</i> .....	89
4.4.3 - <i>Variabilidade intrasazonal: 40 dias</i> .....	91
4.5 – RESUMO DO CAPÍTULO .....	94

## **CAPÍTULO 5 - OSCILAÇÕES QUASE PERIÓDICAS DA PRECIPITAÇÃO SOBRE AMÉRICA DO SUL**

5.1 - INTRODUÇÃO.....	97
5.2 - PADRÕES INTERANUAIS .....	97
5.2.1 - <i>Ciclo de 3,7 anos</i> .....	102
5.2.2 - <i>Ciclo de 5 anos</i> .....	104
5.3 - PADRÕES INTRASAZONAIS .....	107
5.3.1 - <i>Ciclo de 20 dias</i> .....	111
5.3.2 - <i>Ciclo de 40 dias</i> .....	114
5.4 - RESUMO DO CAPÍTULO .....	114

## **CAPÍTULO 6 - TENDÊNCIA DE LONGO PRAZO DA PRECIPITAÇÃO SOBRE AMÉRICA DO SUL**

6.1 - INTRODUÇÃO.....	117
6.2 - TENDÊNCIA LINEAR E MUDANÇA CLIMÁTICA: SÉRIES ANUAIS .....	117
6.2.1 - <i>Tendência linear anual: padrão espacial</i> .....	117
6.2.2 - <i>Tendência linear anual: padrão temporal</i> .....	120
6.2.3 - <i>Mudança climática: séries anuais</i> .....	122
6.3 - TENDÊNCIA LINEAR E MUDANÇA CLIMÁTICA: SÉRIES MENSAIS .....	124
6.3.1 - <i>Tendência linear mensal: padrão espacial</i> .....	124
6.3.2 - <i>Tendência linear mensal e o ciclo anual da precipitação</i> .....	128
6.3.3 - <i>Tendência linear e mudança climática mensal: março e novembro</i> .....	131
6.4 - RESUMO DO CAPÍTULO .....	135

## **CAPÍTULO 7 - PRECIPITAÇÃO SAZONAL DA AMÉRICA DO SUL E CONEXÃO COM A VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA**

7.1 - INTRODUÇÃO.....	137
7.2 - ANÁLISE DAS COMPONENTES PRINCIPAIS: VERÃO .....	138

7.2.1 - Primeiro modo: padrão Pacífico-América do Sul.....	139
7.2.2 - Segundo modo: tendência linear .....	144
7.3 - ANÁLISE DA DECOMPOSIÇÃO DOS VALORES SINGULARES: PRIMAVERA.....	152
7.3.1 - Primeiro modo: padrão Pacífico-América do Sul.....	154
7.3.2 - Segundo modo: Oscilação da Antártica.....	159
7.4 - RESUMO DO CAPÍTULO .....	168
<b>CAPÍTULO 8 - RESUMO E CONCLUSÕES .....</b>	<b>169</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>175</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
2.1 - Distribuição das estações pluviométricas (●) com dados mensais para o período 1951-1990. Altura sobre o nível médio do mar indicada na barra vertical .....	37
2.2 - Distribuição temporal do número de postos pluviométrico, com dados diários utilizadas na interpolação para pontos de grade .....	39
2.3 - Distribuição espacial do número mínimo de estações pluviométricas (●) com dados diários (a) e pontos de grade (●) com precipitação diária, resultado da interpolação para pontos de grade de 2°x 2° (b). Altura sobre o nível médio do mar indicada na barra vertical .....	40
3.1 - Distribuição espacial da média (tons de cinza) e coeficiente de variabilidade (isolinhas) da precipitação anual sobre a AS .....	60
3.2 - Distribuição espacial da amplitude normalizada e fase (vetores harmônicos) e persistência (isolinhas) da precipitação sobre a AS. Ciclo anual (a) e ciclo semi-anual (b).....	62
3.3 - Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias úmidos sobre o Brasil (tons de cinza). Dias chuvosos ( $\geq 1$ mm) (a), chuvas fracas (1 mm a 5 mm) (b), chuvas moderadas (5 mm a 25 mm) (c) e chuvas intensas ( $> 25$ mm) (d).....	65
3.4 - Idem à Fig. 3.1, mas para: primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	68
3.5 - Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias úmidos (tons de cinza). Primavera (a), verão (b), outono (c) e, inverno (e).....	71

3.6 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias secos seguidos de dias úmidos (tons de cinza). Primavera(a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	73
3.7 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias úmidos seguidos de dias úmidos (tons de cinza). Primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (e).....	75
4.1 - Espectro de Ondaleta de anomalias de precipitação diária (1979-1993). Sul da Amazônia (a), Região Sudeste (b) e Região Sul (c). Isolinhas a partir de 2 e intervalo de 2, exceto no Sudeste, com intervalo de 5. Áreas em vermelho indicam significância ao nível de 95% .....	82
4.2 - Energia de Ondaleta de 40 dias entre 1979 e 1993. Sul da Amazônia (a), Sudeste do Brasil (b) e Sul do Brasil (c). Linhas horizontais pontilhadas em vermelho indicam significância ao nível de 95% .....	84
4.3 - Energia de Ondaleta de 40 dias entre 1989 e 1993 das Regiões Sul (linha vermelha contínua) e Sudeste (linha azul tracejada). Linhas horizontais tracejadas indicam significância ao nível de 95% .....	85
4.4 - Idem à Fig. 4.2, mas para 20 dias. ....	87
4.5 - Distribuição espacial da densidade de energia de ondaleta de anomalias de precipitação do Brasil (tons de cinza) para oscilação de alta frequência (5 dias). Primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).....	90
4.6 - Idem à Fig. 4.5, mas para oscilações intrasazonais de 20 dias .....	92
4.7 - Idem à Fig. 4.6, mas para oscilações intrasazonais de 40 dias.....	93
5.1 - Espectro da VFL da variância do primeiro modo da DVSC da precipitação mensal. Os limites de confiança de 90%, 95% e 99% (linhas horizontais	

pontilhadas) foram obtidos através do procedimento de "Bootstrap" (Efron, 1990).....	99
5.2 - Espectro evolutivo da precipitação sobre AS baseado na análise do primeiro modo da DVSC. São mostrados somente os espectros da VFL com confiança acima de 90%. Utilizaram-se séries centradas de 180 meses (15 anos).....	99
5.3 - Envelope da série temporal os ciclos de 3,7 anos, 5 anos e 3,7 + 5 anos. Ocorrência de eventos quentes (frios) do ENOS são apresentados por círculos na parte superior (inferior) do gráfico, segundo Trenberth (1997) .....	101
5.4 - Padrão espacial das anomalias da precipitação associado com o ciclo de 3,7 anos (tons de cinza). Mostra-se o ciclo dividido em 4 fases de 45°. 0° (a), 45° (b), 90° (c), 135° (d). O mês de ocorrência da fase é indicado no extremo superior direito da figura. Isolinha vermelha contínua (azul tracejada) indica anomalias positiva (negativa) da precipitação .....	103
5.5 - Idem à Fig. 5.4, mas para o ciclo de 5 anos.....	106
5.6 - Idem à Fig. 5.1, mas para a precipitação diária sobre o Brasil.....	108
5.7 - Idem à Fig. 5.2, mas para a precipitação diária sobre Brasil. Utilizaram-se séries centradas de 240 dias (~ 8 meses) .....	110
5.8 - Idem à Fig. 5.4, mas para oscilações de 20 dias.....	113
5.9 - Idem à Fig. 5.4, mas para oscilações de 40 dias.....	115
6.1 - Distribuição da magnitude da inclinação da tendência linear da precipitação anual sobre a AS obtidas através do método de Sen (barra de cores). Tendências significativas ao nível de 95% no teste de Mann-Kendall são indicadas por □. Postos pluviométricos utilizados nas análise das mudanças climáticas são localizados por ↓.....	119

- 6.2 - Séries temporais da precipitação anual que caracterizam as regiões da AS (linha azul contínua), série suavizada pelo método de Regressão Local (linha vermelha tracejada) e tendência linear segundo o método de Sen (linha preta pontilhada). NW da Amazônia (a), NE do Brasil (b), SE do Brasil (c), leste da porção subtropical dos Andes (d) e Sul do Brasil (e)..... 123
- 6.3 - Teste seqüencial Mann-Kendall da precipitação anual  $U(t)$ . NW da Amazônia (a), NE do Brasil (b), SE do Brasil - ZCAS (c), leste dos Andes (d) e Sul do Brasil (e). Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Series do teste estatístico seqüencial de Mann-Kendall para frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados em cada figura..... 125
- 6.4 - Idem à Fig. 6.1, mas para setembro (a), outubro (b), novembro (c), dezembro (d), janeiro (e), fevereiro (f), março (g), abril (h), maio (I), junho (j), julho (k) e agosto (l)..... 129
- 6.5 - Distribuição mensal das séries de precipitação suavizadas através do método de Regressão Local (linhas pretas contínuas) e tendência linear mensal segundo o método de Sen (linhas vermelhas tracejadas). NW da Amazônia (a), NE do Brasil (b), ZCAS (c), leste dos Andes (d), Sul do Brasil (e). Tendência linear significativa ao nível de 95% é indicado na parte superior de cada gráfico (s)..... 132
- 6.6 - Séries temporais que caracterizam a estação de verão (mês de março) no noroeste da Amazônia. Precipitação média mensal (linha azul contínua), série suavizada através do método de Regressão Local (linhas vermelha tracejada) e tendência linear segundo o método de Sen (linha preta pontilhada) (a) e teste estatístico seqüencial de Mann-Kendall,  $U(t)$  (b) Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Series do teste estatístico seqüencial de Mann-Kendall para frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados ..... 133

6.7 - Idem à Fig. 6.6, mas para a estação de primavera (mês de novembro) no sul do Brasil.....	134
7.1 - Primeiro padrão da ACP das anomalias de precipitação mensal de verão (JFM) sobre a AS. Padrão espacial de correlações (a). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero é omitida. Série temporal (b). Linha vermelha contínua indica séries suavizadas pelo método de Regressão Local.....	141
7.2 - Correlações entre a série temporal do primeiro padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS com as anomalias de TSM. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua. Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95% .....	142
7.3 - Correlações entre a série temporal do primeiro padrão de APC das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS e as anomalias de PNMM (a), altura geopotencial de 500 hPa (b) e da função corrente de 200 hPa (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero é omitida. Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95% .....	145
7.4 - Idem à Fig. 7.1, mas para o segundo padrão da APC das anomalias de precipitação mensal de verão (JFM) sobre a AS.....	146
7.5 - Distribuição das médias mensais das séries temporais do segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS (linha azul contínua) e tendência linear segundo o método de Sen (linha vermelha tracejada) (a). Teste seqüencial de Mann-Kendall, $U(t)$ (b) Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Series do	

teste seqüencial de Mann-Kendall para frente, $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás, $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados .....	147
7.6 –Idem à Fig. 7.2, mas para o segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) da AS .....	148
7.7 - Idem à Fig. 7.3, mas para o segundo padrão das anomalias de precipitação de verão (JFM) da AS .....	150
7.8 - Diferenças dos compostos de verão (JFM) entre 1976/90 e 1951/71 para a TSM. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,2 °C. Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua .....	151
7.9 – Diferenças cos compostos de verão (JFM) entre 1976/90 e 1951/71 para a PNMM (a), altura geopotencial em 500 hPa (b) e vento zonal no nível de 200 hPa (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 1,0 hPa em (a), 10,0 mgp em (b) e 2,0 m/s em (c). Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua .....	153
7.10 - Padrões espaciais para a $DVS_1$ da precipitação de primavera (SON sobre a AS (a) e da PNMM (c), apresentados como mapas de regressão homogênea. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 10,0 mm em (a), 1,0 hPa em (c). Linha de contorno zero é omitida. Coeficientes temporais de expansão normalizados para a $DVS_1$ da precipitação (c) e da PNMM (d). Linha vermelha contínua indica séries suavizadas pelo método de Regressão Local .....	156
7.11 - Correlações entre a série temporal da $DVS_1$ da PNMM da primavera (SON) e a TSM (a), altura geopotencial em 500 hPa (b) e da função corrente (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha	

vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero é omitida Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95% .....	158
7.12 - Idem à Fig. 7.10, mas para a $DVS_2$ das anomalias de precipitação da primavera (SON) sobre a AS. ....	160
7.13 - Distribuição das médias mensais da série temporal da $DVS_2$ da precipitação da primavera (SON) sobre a AS (linha azul contínua) e tendência linear segundo o método de Sen (linha vermelha tracejada) (a). Teste seqüencial de Mann-Kendall, $U(t)$ (b) Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Series do teste seqüencial de Mann-Kendall para frente, $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás, $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados.....	162
7.14 - Idem à Fig. 7.11, mas para a série temporal da $DVS_2$ da PNMM da primavera (SON) .....	164
7.15 - Idem à Fig. 7.8, mas para a primavera (SON). ....	165
7.16 - Idem à Fig. 7.9, mas para a primavera(SON).. ....	167

## LISTA DE TABELAS

	<b>Pág.</b>
6.1 - Inclinação da tendência linear da precipitação anual, segundo o Método de Sen .....	120
7.1 – Variância explicada, acumulada das CP das anomalias de precipitação de verão (JFM) e variância explicada pelo percentil 95% do teste “norma-N” .....	138
8.1 – Padrões de variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a América do Sul e o Brasil .....	174

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	- Alta da Bolívia
ACP	- Análise de Componentes Principais
ANEEL	- Agência Nacional de Energia Elétrica
AO	- Análise de Ondaleta
AS	- América do Sul
ASAS	- Alta do Atlântico Sul
CID	- Convective Interaction with Dynamics
CISK	- Conditional Instability of Second Kind
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COADS	- Comprehensive Ocean-Atmosphere Data
CORPAC	- Corporación Peruana de Aeropuertos
DJF	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DVS	- Decomposição de Valores Singulares
DVSC	- Decomposição de Valores Singulares Complexos
EOF	- Empirical Orthogonal Function
ENSO	- El-Niño Oscilação Sul
FUNCEME	- Fundação Cearense de Meteorologia e Hidrologia
GHCN	- Global Historic Climatology Network
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	- Índice de Oscilação Sul
JJA	- Junho-Julho-Agosto
NAO	- North Atlantic Oscillation
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environment Prediction
NEB	- Nordeste Brasileiro
NE	- Nordeste
NW	- Noroeste
MAM	- Março-Abril-Maio

OMJ	- Oscilação de Madden-Julian
OS	- Oscilação Sul
PNA	- Pacific-North America
PNMM	- Pressão ao Nivel Médio do Mar
PSA	- Pacific-South America
ROLE	- Radiação de Onda Longa Emergente
S	- Sul
SE	- Sudeste
SIMEPAR	- Sistema de Meteorologia de Paraná
SON	- Setembro-Outubro-Novembro
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	- Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VFL	- Variância Fracional Local
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	- Zona de Convergência do Pacífico Sul

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1 - INTRODUÇÃO

A atividade convectiva, a precipitação pluviométrica e a distribuição de vapor de água sobre a América do Sul (AS) tropical apresentam uma clara variação anual (Kousky, 1988; Rao et al., 1996). Apresentando ciclo anual mais bem definido do Hemisfério Sul (Horel et al., 1989), o comportamento dessas variáveis está associado à variação anual da circulação atmosférica sobre a AS e adjacências (Nishizahua e Tanaka, 1983; Chu, 1985).

A precipitação sobre o subtropical da AS é caracterizada por um proeminente ciclo anual, com máximo no verão e mínimo durante o inverno (Prohaska, 1976), relacionado diretamente com a convecção tropical da AS (Gonzales e Barros, 1998). A Amazônia é a principal fonte da umidade disponível sobre esta região (Wang e Paegle, 1996), a qual é transportada pelos ventos dos níveis baixos, favorecida pela circulação monçônica da AS (Zhou e Lau, 1997) e canalizado pelo “jato em baixos níveis” a leste da Cordilheira dos Andes.

Há aspectos de interesse nos diversos modos da variabilidade temporal da precipitação sobre a AS, além do ciclo anual. Esta variabilidade abarca desde o ciclo diurno (Kousky, 1980; Negri et al., 1994; Cohen et al., 1995; Garreaud e Wallace, 1997), a variabilidade intrasazonal, com oscilações de 16–27, 22–28 e 30–60 dias (Aceituno e Montecinos, 1993; Kousky e Kayano, 1994; Vuille et al., 1998; Nógues-Peagle e Mo, 1997; Liebmann et al., 1999; Peagle et al., 2000), a variabilidade interanual (Markham, 1974, Kousky e Chu, 1978; Horel et al., 1989; Enfield, 1996; Nobre e Shukla, 1996; Lenters e Cook, 1999; Garreaud e Aceituno, 2000), modulado pelo “El Niño/Oscilação Sul” (ENOS) (Kousky et al., 1984; Nobre e Oliveira, 1986; Ropelewski e Halpert, 1987 e 1989; Rogers, 1988; Aceituno, 1988; Marengo, 1992; Rao et al., 1993; Pisciotano et al., 1994; Grimm et al., 1998) e variabilidade interdecadal (Kousky e Chu, 1978; Rao et al., 1999; Krepper e Siqueira, 1998; Obregón e Nobre, 2000).

A variabilidade secular, identificada como tendência linear, também foi determinada em diversos estudos das séries temporais de precipitação sobre a AS (Chu et al., 1994; Castañeda e Barros, 1994; Paiva e Clark, 1995; Marengo, 1995a; Marengo et al., 1998; Krepper e Serqueira, 1998; Costa e Foley, 1999).

Em termos simples, a variabilidade climática pode ser explicada como a resposta integral das partes do sistema climático às forçantes aleatórias internas, devido às flutuações em escalas de tempo de curta duração (Hasselmann, 1976), e representada através de um modelo simples de ruído vermelho descrito como um relativo incremento das flutuações de baixa frequência, resultado da interação das forçantes de ruído branco com a resposta lenta dos componentes do sistema climático (Mann e Lees, 1996).

As variações atmosféricas de alta e média frequência, as quais são relacionados às características do tempo atmosférico e são base do clima médio temporal, são manifestações físicas de uma grande variedade de processos que resultam da complexa dinâmica linear e não linear do sistema atmosférico. Nas latitudes extratropicais o tempo é controlado pela passagem das perturbações sinóticas, cuja distribuição e características são constituintes fundamentais da climatologia sinótica da região. A penetração destes sistemas nas regiões tropicais não somente têm um papel proeminente nas condições do tempo e no clima destas regiões, mas também na circulação geral da atmosfera (Riehl, 1954; Virji e Kousky, 1982).

O impacto da entrada das perturbações sinóticas, frentes frias ou seus vestígios, sobre a AS tropical são bastante conhecidos. Estudos observacionais (Kousky, 1979; Fortune e Kousky, 1982; Marengo et al., 1997 a, 1997 b, e referências) e de modelagem (Garraud, 1999b), mostram que a atuação destes sistemas tem um papel importante no tempo atmosférico, impondo, em algumas épocas, condições adversas tais como as "*friagens*" e precipitações intensas, alterando as condições climáticas.

Certamente, estes sistemas transientes também são importantes na geração e manutenção dos sistemas estacionários de verão, a Alta da Bolívia (AB), Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) sobre o Nordeste do Brasil e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), como é sugerido em trabalhos observacionais

(Horel et al., 1989; Kodama, 1992 e 1993; Lenters e Cook, 1999, Garraud, 1999a; Garraud e Wallace, 1998) e de modelagem (Lenters e Cook, 1995 e 1997; Figueroa, 1997). A interação da AB com a ZCAS (Kousky, 1985) e o deslocamento do VCAN sobre o NEB e adjacências modulam a convecção e precipitação sobre estas áreas (Kousky e Gan, 1981; Chaves e Cavalcanti, 2001).

## **1.2 - RECENTE INTERESSE NA VARIABILIDADE CLIMÁTICA**

Existe muita controvérsia sobre os fatores responsáveis pela variabilidade climática de longo prazo observada no último século, atribuindo-se às atividades humanas a responsabilidade por parte destas mudanças. Porém não é possível ignorar a variabilidade climática natural, uma vez que a magnitude do sinal associada com esta variabilidade, nos registros climáticos existentes, ainda não foi bem determinada (IPCC, 1996). Assim, espera-se que os efeitos antropogênicos sobre o clima superpostos ao sinal base dos processos climáticos naturais acabem mascarando ou intensificando tais impactos.

O aumento da concentração dos principais gases antropogênicos do efeito estufa, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>O a partir do início da industrialização poderia ser demonstrado convincentemente em base à reconstrução dos depósitos de gelo “Ice Cores” (Raynaud et al., 1993). Aproximadamente desde 1750 a concentração atmosférica de CO<sub>2</sub> tem incrementado em mais de 30%. O dióxido de carbono influencia o balanço de radiação da Atmosfera, e a sensibilidade climática, estimada através de modelos de circulação geral da atmosfera tridimensionais, é aproximadamente de 1,5 a 4,5 °C da temperatura global para a duplicação do CO<sub>2</sub> (IPCC, 1996). Porém, espera-se significativas diferenças regionais, como por exemplo a amplificação da temperatura da superfície nos pólos devido ao incremento do derretimento de gelo e da cobertura de neve durante a estação de verão.

Por outro lado, em teoria, o incremento do aquecimento devido ao efeito estufa poderia forçar com intensidade a convecção de grande escala, resultando em incremento de transporte de umidade dos trópicos para os pólos (Gordon et al., 1992; Hennessy et al.,

1997). Posteriormente, a atmosfera mais aquecida poderia conter mais água precipitável, dando como resultado um ciclo hidrológico mais dinâmico.

Uma das necessidades básicas da investigação sobre mudanças climáticas é a pesquisa efetuada mediante registros instrumentais (Houghton et al., 1990). Muitos estudos sobre variação de temperatura e precipitação, a partir do início do século, foram realizados recentemente, com resultados em escalas continentais, hemisféricas ou globais (Jones et al., 1992; Vinikov et al., 1990). Karl et al. (1993) indicam que no período de 1951-1990 as temperaturas mínimas de 37% das áreas continentais incrementaram três vezes mais rápido que as temperaturas máximas, com valores de 0,84°C e 0,24°C, respectivamente. Mudanças na precipitação média têm sido apresentadas para diversas regiões do globo, porém não existe substancial evidência de tendências em escala global (Folland et al., 1992).

Possíveis mudanças climáticas causadas pelo progressivo desmatamento na Amazônia têm recebido muita atenção nos últimos anos (Nobre et al., 1991, entre outros). A drástica remoção de biomassa pode ter consequências para o clima regional, biodiversidade, ciclo global do carbono e circulação atmosférica.

A magnitude das tendências de precipitação pode ter repercussões favoráveis ou adversas para a sociedade, uma vez que diversas atividades econômicas, principalmente a agrícola, pecuária e hidroeletricidade, são as mais afetadas com a variação de longo prazo das precipitações.

De todas as variáveis climáticas, a precipitação é a que melhor caracteriza a variabilidade climática sobre a AS e, provavelmente, a que impacte mais direta e significativamente a humanidade, e suas variações e mudanças frequentemente resultam em repercussões econômicas, no meio ambiente, sociais e políticas. Esta importância justifica análise mais detalhada da variabilidade climática da precipitação em diversas escalas espaço/temporais, enfocando as causas de tais variações, como um meio para entender futuras mudanças.

Praticamente não existem estudos da variabilidade climática sobre a AS, associados com a variabilidade interdecadal com características ENOS (Zhang et al., 1997), vista recentemente através da abrupta mudança da temperatura da superficial do mar (TSM) global em 1976/77. Esta mudança reflete-se nas características da variabilidade interdecadal da circulação do Hemisfério Sul, principalmente em latitudes extratropicais (Garreau e Battisti, 1999). Assim, é necessário diagnosticar e avaliar a ocorrência de mudanças climáticas temporais abruptas sobre a precipitação da AS, entre 1951 e 1990, associada com o fenômeno descrito anteriormente, e determinar a dinâmica de modulação e/ou acoplamento entre eles.

### **1.3 - OBJETIVOS**

O presente trabalho trata da variabilidade climática sobre o Brasil e a AS. Sobre o Brasil utilizam-se séries pluviométricas diárias com o intuito de analisar a variabilidade climática espaço-temporal em escala intrasazonal. O estudo da variabilidade climática sobre a AS é focado a partir de séries temporais de precipitação mensal, em diversos intervalos da escala temporal, e do diagnóstico e avaliação das características climáticas observadas associadas à mudança abrupta da TSM em escala global. Nesta abordagem serão consideradas séries pluviométricas com período homogêneo, diferentemente dos trabalhos realizados anteriormente, permitindo desta forma resultados mais coerentes e robustos.

Os objetivos específicos são os seguintes:

- a) Caracterizar estatisticamente a precipitação sobre a AS (média, desvio padrão, probabilidade condicional e incondicional da precipitação diária).
- b) Detectar períodos persistentes e definir áreas espacialmente coerentes da variabilidade intrasazonal da precipitação sobre o Brasil utilizando o Método de Ondaleta.
- c) Determinar padrões de oscilação quase-periódicas interanuais (sazonais) da precipitação sobre a AS (Brasil).

- d) Pesquisar as oscilações de longo prazo ou tendência linear e as mudanças climáticas abruptas da precipitação sobre a AS.
- e) Revelar os padrões de circulação global e da TSM dos oceanos e os possíveis mecanismos responsáveis pelas mudanças de longo prazo e as mudanças climáticas da precipitação sobre a AS.

#### **1.4 – ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO**

Este trabalho divide-se em 8 Capítulos. Os dados utilizados e a metodologia utilizada são descritos no Capítulo 2. As estatísticas básicas, persistência do ciclo anual e semi-anual sobre a AS, bem como os parâmetros probabilísticos da precipitação sobre o Brasil, são determinados no Capítulo 3. Principais características e áreas espacialmente coerentes de flutuações da variabilidade sazonal da precipitação sobre a Brasil, utilizando o Método de Ondaleta, são explorados no Capítulo 4. No Capítulo 5, determinam-se os padrões de oscilação quase-periódicas interanuais (sazonais) da precipitação sobre a AS (Brasil), associadas ao ENOS (períodos de 20 e 40 dias). No Capítulo 6 detectam-se a tendência linear e as mudanças climáticas abruptas das séries de precipitação anual e mensal da AS. As mudanças climáticas observadas no Capítulo 6, durante a primavera e verão são analisadas e discutidas no Capítulo 7, em relação à mudança da TSM do globo. Finalmente, a discussão e conclusões são apresentadas no Capítulo 8.

## **CAPÍTULO 2**

### **DADOS E METODOLOGIA**

#### **2.1 - DADOS**

Nesta tese escolheu-se dois conjuntos de dados pluviométricos como fontes bases para caracterizar a variabilidade climática sobre a AS e o Brasil. As diferenças entre estes dados são: distribuição espacial, período utilizado e intervalo da amostragem, sendo que para a AS utilizam-se dados mensais e para o Brasil dados diários. A razão desta escolha deve-se fundamentalmente à indisponibilidade de dados de precipitação, com períodos relativamente longos e distribuição espacial homogênea sobre toda a região de estudo para levar a cabo análises detalhadas da variabilidade climática em escalas de tempo de alguns dias a interanual.

A estrutura tridimensional da circulação atmosférica, acoplada à variabilidade da precipitação sobre a AS será documentada através dos campos globais de pressão ao nível do mar (PNMM), altura geopotencial e ventos para níveis isobáricos constantes, provenientes dos dados mensais da reanálise do National Center for Environmental Prediction (NCEP). Dados de temperatura da superfície do mar (TSM) do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data (COADS) também serão utilizados na determinação de padrões oceânicos associados com a variabilidade da precipitação sobre AS.

##### **2.1.1. - Dados de precipitação mensal da América do Sul**

As séries pluviométricas mensais foram obtidas dos arquivos de dados da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), do Boletim Agrometeorológico mensal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) do Brasil, da Corporação Peruana de Aeroportos (CORPAC) do Peru e da versão 2 da Rede Climatológica Histórica Global (GHCN) dos Estados Unidos. Ressalta-se que os dados da GHCN inclui dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) do Brasil e CORPAC do Peru.

Em princípio, o controle de qualidade dos dados, como a presença de inconsistências e não homogeneidade, típica das séries hidrológicas (Salas et al., 1997), foi realizado pelas respectivas instituições, porém devido às inconsistências notadas nos dados para as mesmas estações obtidas pelas diferentes instituições (p. ex. CORPAC-GHCN, ANEEL-GHCN ou INMET-GHCN), realizou-se uma checagem geral destas inconsistências.

As análises comprovaram a existência de diferenças entre os dados da GHCN e das outras instituições, em muitos casos relativamente altas. Este fato pode ser explicado por problemas de arredondamento nos dados diários e erros de transmissão tais como foram identificados por Matsuyama (1992). Além do mais, Matsuyama (1992) indica que 80% dos dados mensais, no período de 30 anos, de seis estações de CORPAC, obtidos do National Center for Atmospheric Research (NCAR), que são os mesmos do CHCN, são confiáveis na ordem de 10 mm/mês. Outra fonte de erro, que parece ser muito importante neste caso, é a precipitação registrada como sendo zero quando não se levou a cabo a observação ou por ausência de transmissão. As possíveis diferenças encontradas foram esclarecidas, e serviu como uma triagem dos dados.

Outro problema observado nas séries pluviométricas são as descontinuidades, ou falhas, que foram estimadas utilizando o método descrito por Tabony (1983). Este método utiliza dados das estações vizinhas cujos coeficientes de correlação são significativas ao nível de 95% ou maiores, e calcula uma média dos valores estimados pela regressão linear com pesos relativos aos coeficientes de correlação. Seguiu-se o seguinte procedimento.

- 1) utilizaram-se só as estações com falhas descontinuas até 5%;
- 2) com a finalidade de otimizar a resolução espacial, escolheram-se estações cujas falhas eram maiores que 5%.

Após a realização do preenchimento das séries, realizou-se novamente um ajuste de homogeneidade de todos os dados, baseado na análise de dupla massa (Kohler, 1949). Desta forma restaram 97 séries temporais de totais mensais de precipitação de postos

pluviométricos localizados a leste da Cordilheira dos Andes, entre 5°N e 35°S, para o período de 1951 a 1990, mostrados na Figura 2.1.

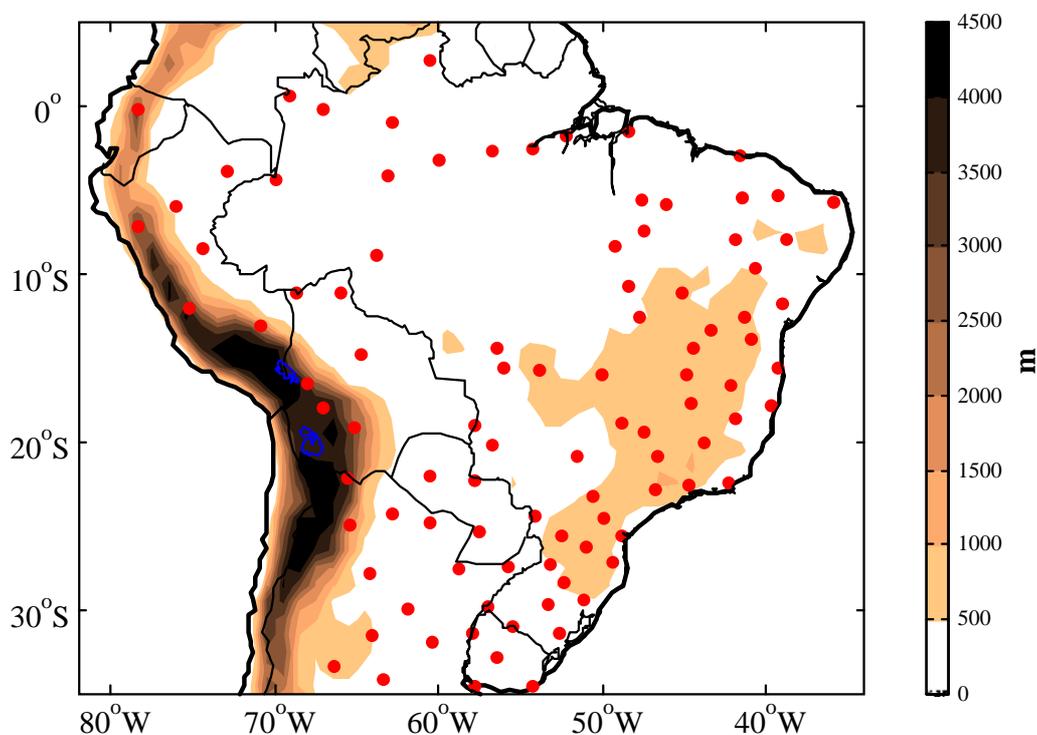


Fig. 2.1 - Distribuição das estações pluviométricas (•) com dados mensais para o período 1951-1990. Altura sobre o nível médio do mar indicada na barra vertical.

### 2.1.2 – Dados mensais da Circulação Global da Atmosfera

Utilizam-se os dados mensais de PNMM, altura geopotencial em 500 hPa e ventos em 200 hPa representando a baixa, média e alta troposfera, da reanálise do NCEP (Kalnay et al., 1996) com uma resolução de 2,5° x 2,5° latitude/longitude para o período 1951 a 1990. A qualidade destes dados foi testada em muitos estudos de variabilidade climática tanto nos trópicos como nos subtropicais do Hemisfério Sul em escalas intrasazonais

(Nogués-Peagle e Mo, 1997; Kiladis e Weikman, 1992; Liebmann et al., 1999; Robertson e Mechoso, 2000), interanual e interdecadal (Garraud e Battisti, 1999).

### **2.1.3 – Dados mensais da Temperatura Superficial do Mar**

Séries temporais de médias mensais de TSM de 40°S a 40°N, com resolução de 1° x 1°, para o período de 1951 a 1990 do COADS (Woodruff et al., 1987) são utilizadas.

### **2.1.4 - Dados de precipitação diária do Brasil**

Os dados diários de precipitação do Brasil foram obtidos dos arquivos de dados da ANEEL, Núcleo Estadual de Meteorologia e Recursos Hídricos de Maranhão, Departamento de Hidrometeorologia do Piauí, Fundação Cearense de Meteorologia e Hidrologia (FUNCEME), Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), e da CORPAC do Peru.

Estes dados cobrem todo o Brasil e parte do Peru para o período compreendido entre 01 de janeiro de 1979 e 31 de dezembro de 1990, sendo que o número de estações pluviométricas utilizadas varia através do tempo (Fig. 2.2). Na Fig. 2.2 observa-se um ligeiro incremento entre janeiro de 1979 a março de 1983, alcançando o valor máximo de 1673 estações pluviométricas no 29/03/1983. Logo há uma diminuição brusca entre o 31/12/1983 e o 01/01/1984. Esta mudança deve-se fundamentalmente à diminuição do número de estações localizadas sobre o Norte (leste de Pará e Maranhão) e Nordeste do Brasil. Após esta mudança, há uma tendência decrescente, alcançando o mínimo de 1105 (31/03/1993), cuja distribuição é apresentada na figura 2.3a.

Uma vez que a confiabilidade das observações está garantida pelo controle de qualidade efetuado pelas instituições, somente realizou-se análise de consistência, baseada na detecção de precipitações anômalas, que aparentemente apresentavam incoerências tanto temporal quanto espacial. Isto foi levado a cabo detectando e excluindo (falhas) os valores maiores que o limiar de  $4 \cdot \sigma$  na área de até 5° latitude/longitude e até cinco dias.

A análise detectou que a grande maioria das séries pluviométricas diárias apresentam falhas. Devido às controvérsias existentes no preenchimento satisfatório das falhas neste tipo de séries, pelas suas características aleatórias, não se procedeu ao preenchimento, e o problema foi contornado mediante a redução da quantidade de dados observados através de um procedimento de análise objetiva.

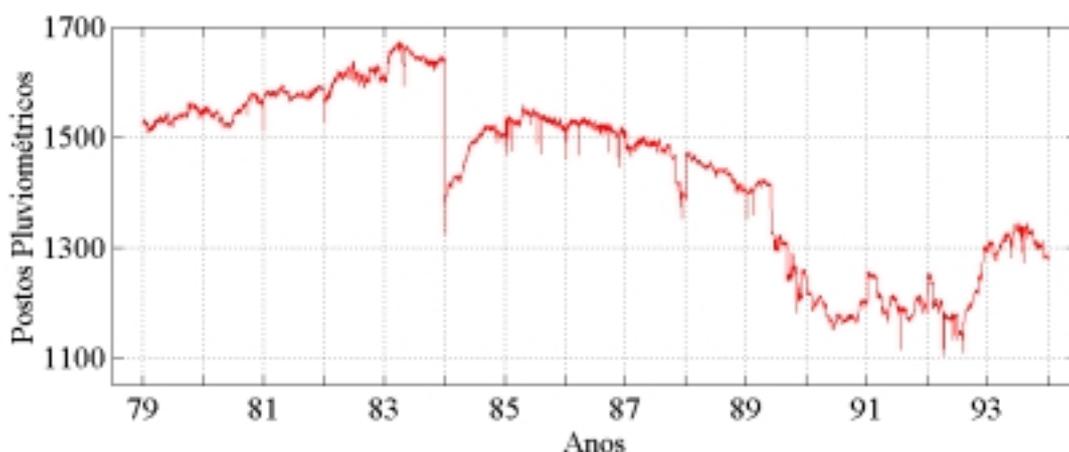


Fig. 2.2 - Distribuição temporal do número de postos pluviométrico, com dados diários utilizados na interpolação para pontos de grade.

### 2.1.5 - Análise objetiva

O procedimento utilizado na análise objetiva para interpolar dados irregularmente espaçados em pontos de grade latitude/longitude foi o método Kriging (Matheron, 1970). Os dados foram interpolados para uma grade de  $2,0^{\circ} \times 2,0^{\circ}$  latitude/longitude, dando como resultado 189 pontos de grade distribuídos sobre todo Brasil e a Amazônia Peruana (Fig. 2.3b). Assim, os dados destes pontos de grade representam a série pluviométrica diária de um período de 5479 dias que serão utilizados no presente trabalho.

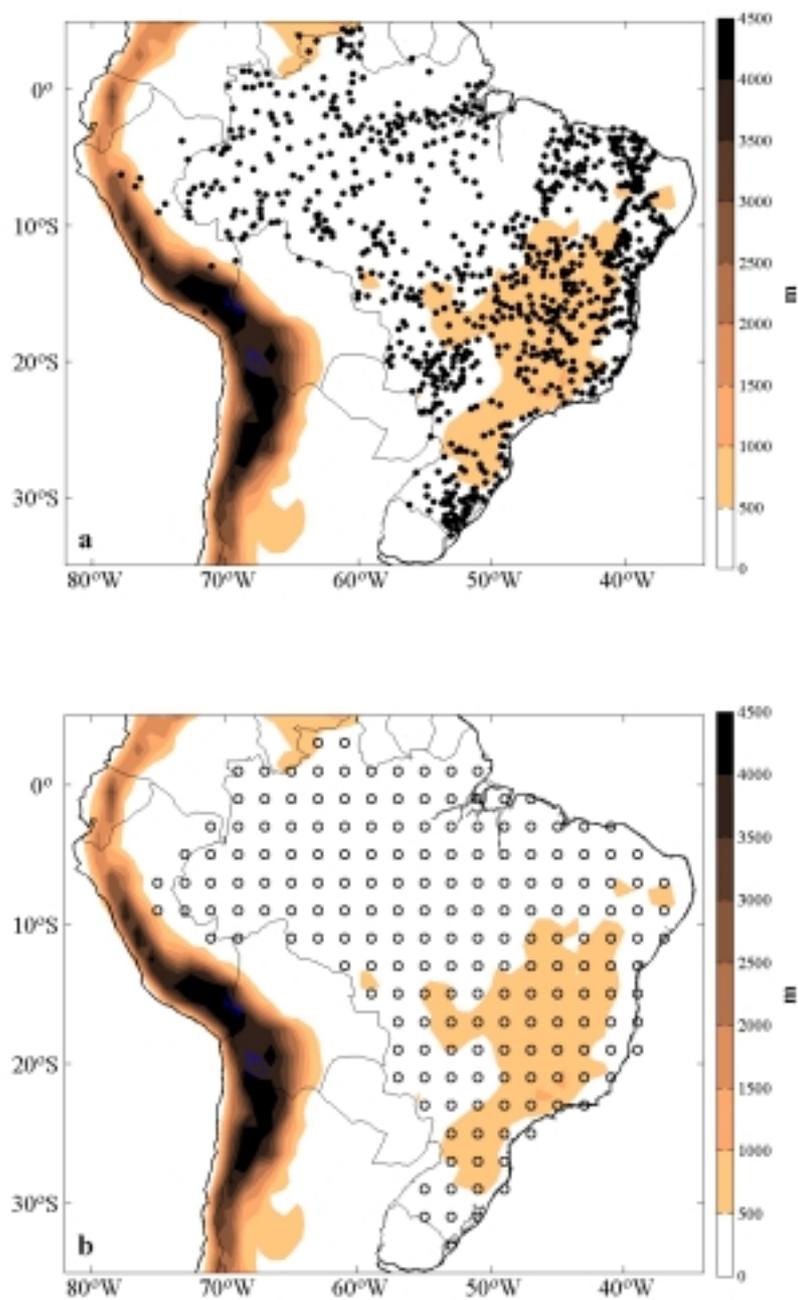


Fig. 2.3 - Distribuição espacial do número mínimo de estações pluviométricas (●) com dados diários (a) e pontos de grade (○) com precipitação diária, resultado da interpolação para pontos de grade de 2°x 2° (b). Altura sobre o nível médio do mar indicada na barra vertical.

## 2.2 – METODOLOGIA

Os métodos e técnicas estatísticas utilizados são apresentados em forma resumida e apresentados na ordem que aparecem no decorrer deste trabalho. De qualquer maneira, estes métodos são procedimentos descritos em muitos textos e artigos científicos, sendo citados no momento oportuno.

### 2.2.1 Persistência do ciclo anual e semi-anual

A amplitude e fase do ciclo anual e semi-anual, determinadas a partir da Análise Harmônica dos valores mensais para cada ano do período estudado (1951–1990) foram utilizados no cálculo da persistência. O primeiro harmônico (ciclo anual) e segundo harmônico (ciclo semi-anual) podem ser representados vetorialmente por "vetores harmônicos", sendo que o comprimento e direção do vetor são igual à amplitude e à fase dos harmônicos, respectivamente.

A persistência ( $P$ ) do ciclo anual e semi-anual da precipitação, análogo à análise de persistência dos ventos, é definida como:

$$P = \frac{\bar{V}}{S} \quad (2.1)$$

onde  $\bar{V}$  é o vetor médio e  $S$  é a média escalar, definidos do seguinte modo:

$$\bar{V} = \frac{\left[ \left( \sum_{i=1}^L v_i \cos \theta_i \right)^2 + \left( \sum_{i=1}^L v_i \sin \theta_i \right)^2 \right]^{1/2}}{L} \quad (2.2)$$

e

$$S = \frac{\sum_{i=1}^L v_i}{L} \quad (2.3)$$

onde  $v_i$  é a magnitude do vetor  $i$ ,  $\theta_i$  a direção medida no sentido horário e  $L$  o número de vetores harmônicos utilizados.

Em geral  $\bar{V}^{\rho}$  é menor que  $S$  devido às diferenças na direção dos vetores. A persistência é zero (0), quando todos os vetores têm a mesma magnitude em todas as direções e um (1) quando eles têm exatamente a mesma direção, mas não necessariamente todos têm a mesma magnitude (Brooks e Carruthers, 1953). Este conceito ajudará a determinar a regularidade do ciclo anual e semi anual durante o período analisado de 1951 a 1990.

## 2.2.2 - Probabilidade incondicional de precipitação

A precipitação não é um processo contínuo e suas características probabilísticas são fortemente dependentes das escalas de tempo e espaço (Lettenmaier, 1995). Muitos parâmetros da precipitação diária tornam-se importantes quando se trata de fins agrícolas e hidrológicos. Entre estes encontra-se a probabilidade incondicional de dias úmidos ou probabilidade climática das precipitações (Wilks, 1995), podendo caracterizar as regiões pela quantidade de dias em que ocorrem precipitação durante o intervalo de tempo considerado, que pode ser um ano, uma estação ou um mês.

A probabilidade média de ocorrência de dias chuvosos durante o ano foi calculada seguindo a metodologia de Katz (1983). A ocorrência (dia úmido) ou não ocorrência de precipitação (dia seco) para um dia do ano  $t$ , e para o ano  $n$ , tomando a limiar de 1 mm/dia, é representada pela função abaixo:

$$J(t, n) = \begin{cases} 1 & \text{se } x(t, n) \geq 1,0\text{mm} \\ 0 & \text{se } x(t, n) < 1,0\text{mm} \end{cases} \quad (2.4)$$

O número total de dias úmidos que ocorrem durante os  $N$  anos (15 neste caso), são utilizados para calcular a probabilidade incondicional de um determinado dia do ano ser úmido,  $p(t)$ , do seguinte modo:

$$p(t) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N J(t, n) \quad t = 1, 2, \dots, 365 \quad (2.5)$$

A partir desta equação calculou-se a probabilidade incondicional de precipitação  $p_u$ . O mesmo cálculo foi realizado para diferentes intervalos da precipitação diária mudando o valor do limiar para qualificar as precipitações em: fracas (1–5 mm), moderadas (5–25

mm) e intensas (>25 mm). A média sazonal de probabilidade incondicional também foi calculada a partir da Eq. 2.5, de acordo com o número total de dias de cada estação do ano.

### 2.2.3 - Probabilidade condicional de precipitação

Em termos de cadeia de Markov, a estimativa de seqüências de dias secos seguidos de dias úmidos,  $p_{01}$ , e dias úmidos seguidos de dias úmidos,  $p_{11}$ , são dois tipos de transmissão de probabilidade que servem como parâmetros para descrever a persistência em termos de ocorrência ou não ocorrência de precipitação em algum dia, tomando um determinado valor limiar (neste caso 1 mm). Deste modo se fornece uma descrição estatística da precipitação podendo ajudar a explicar possíveis mecanismos físicos associados com a precipitação diária.

Assim como no item 2.2.2, a probabilidade condicional que representa a ocorrência de: 1) um dia seco seguido de um dia úmido,  $p_{01}$ , e 2) um dia úmido seguido de um dia úmido,  $p_{11}$ , são determinados segundo Katz (1983), considerando-se:

$$p_{01}(t,n) = \begin{cases} 1 & \text{se } J(t+1,n) = 1,0 \text{ mm e } J(t,n) = 0,0 \\ 0 & \text{se } J(t+1,n) \neq 0,0 \quad \text{e } J(t,n) \neq 1,0 \text{ mm} \end{cases} \quad (2,6)$$

e

$$p_{11}(t,n) = \begin{cases} 1 & \text{se } J(t+1,n) = 1,0 \text{ mm e } J(t,n) = 1,0 \text{ mm} \\ 0 & \text{se } J(t+1,n) = 0,0 \quad \text{e } J(t,n) \neq 1,0 \text{ mm} \end{cases} \quad (2,7)$$

As probabilidades condicionais médias de: 1) um dia seco seguido por um dia úmido; 2) um dia úmido seguido por um dia úmido são determinadas por:

$$\hat{P}_{01} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N p_{01}(t,n) \quad t = 1,2,\dots,365 \quad (2,8)$$

e

$$\hat{P}_{11} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N p_{11}(t,n) \quad t = 1,2,\dots,365 \quad (2,9)$$

onde  $N$  pode ser o número de dias do ano ou de uma estação, como neste caso.

#### 2.2.4 – Análise da Transformada de Ondaleta

A transformada de Ondaleta decompõe uma função contínua  $f(t)$  em termos de um grupo de ondaletas  $\psi_{r,s}(t)$ . Cada ondaleta é derivada de uma função básica  $\psi(t)$  através de uma translação  $r$  (mudança de posição) e de uma dilatação  $s$  (mudança de escala),

$$\psi_{r,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-r}{s}\right) \quad (2.10)$$

A Transformada de Ondaleta contínua da função  $f(t)$  é definida como a integral

$$W(r,s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int \psi^*\left(\frac{t-r}{s}\right) f(t) dt \quad (2.11)$$

Onde  $\psi^*$  é o complexo conjugado de  $\psi$ . O fator  $1/\sqrt{s}$  da integral é utilizado para normalizar a energia de cada ondaleta. A Eq. 2.11, essencialmente transforma a função  $f(t)$  do domínio temporal para a função  $W(r,s)$  no domínio da translação e da escala, ou no domínio  $r - s$ . Para uma ondaleta dada, usualmente existe uma relação que translada  $r$  para o tempo  $t$ , e a escala  $s$  para a frequência  $f$ , permitindo desta maneira obter  $W(r,s) \rightarrow W(t,f)$ . Em outras palavras, a Transformada de Ondaleta, Eq. 2.11, decompõe a função  $f(t)$  no espaço tempo-frequência  $t - f$ .

Existem muitas funções básicas utilizadas para gerar várias ondaletas. Nesta tese utiliza-se a função mais amplamente utilizada, a função complexa de Morlet (Morlet et al., 1982a, 1982b), que é composta de uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano. As ondaletas geradas são denominadas de ondaletas de Morlet. O padrão similar a ondas desta ondaleta é particularmente adequado para a análise das oscilações a levar-se a cabo. A função básica de Morlet é expressa como:

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (2.12)$$

e as ondaletas geradas:

$$\psi_{r,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} e^{iw_0(\frac{t-r}{s})} e^{-(\frac{t-r}{s})^2/2} \quad (2.13)$$

A relação entre o espaço  $r - s$  e o espaço  $t - f$  para a ondaleta de Morlet (Torrence e Compo, 1998) é:

$$t = r, \quad f = \frac{w_0 + \sqrt{w_0^2 + 2}}{4\pi s} \quad (2.14)$$

### 2.2.5 - Teste de significância da Análise de Ondaleta

A grande maioria das aplicações de análise de ondaleta não realiza testes de significância, de tal forma que os resultados são amplamente qualitativos. Recentemente, Torrence e Compo (1998) propuseram um esquema par determinar os níveis de significância do espectro de ondaleta.

A hipótese nula para a significância de um pico no espectro de ondaleta é que o sinal é ruído vermelho, como é o caso da maioria das séries temporais meteorológicas (Ward e Shapiro, 1961), com uma distribuição espectral de Fourier teórica dada por Gilman et al., (1963)

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k / N)} \quad (2.15)$$

onde  $k = 0, 1, \dots, N/2$  é o índice das frequência  $f_k$ , com  $f_k = k/(n\delta t)$ , sendo que  $\delta t$  é o intervalo da amostragem. Em termos de período  $T_k = 1/f_k = N\delta t/k$ , tem-se  $k = n\delta t/T_k$ , o qual pode ser substituído na Eq. 2.15. Adicionalmente,  $\alpha$  na Eq. 2.15 é estimado por

$$\alpha = (\alpha_1 + \sqrt{\alpha_2})/2 \quad (2.16)$$

onde  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  são as autocorrelações da série temporal, com defasagem 1 e 2.

Na hipótese nula, Torrence e Compo (1998) mostraram que o espectro de energia de ondaleta local, isto é, a distribuição da densidade de energia em um dado tempo no plano tempo-frequência, poderia também ser descrito como espectro de ruído vermelho descrito pela Eq. 2.15. A significância dos picos no espectro de ondaleta é estimado contra este background de ruído vermelho.

Também mostram que o espectro de ondaleta local de ruído vermelho apresenta uma distribuição de qui-quadrado com dois graus de liberdade,  $\chi_2^2$ ,

$$|W(r, s)|^2 \Rightarrow \alpha^2 P_k \chi_2^2 / 2 \quad (2.17)$$

onde  $\alpha^2$  é a variância da série temporal. Para o nível de significância de 95%,  $\chi_2^2=5,99$ , implicando que um pico no espectro de ondaleta tem que ser aproximadamente de 3 vezes maior que seu background de ruído vermelho  $P_k$  para ser significativo.

## 2.2.6 - Decomposição dos Valores Singulares Complexos

Esta análise estatística multivariada explora as estruturas espaciais coerentes e a estrutura no domínio da frequência em bandas limitadas de sinais climáticos, detectando mais eficientemente sinais espaço/temporais (Mann e Park, 1994), procurando isolar estatisticamente bandas estreitas de oscilações significativas, moduladas ou de natureza irregular, correlacionadas a um grande numero de séries independentes (Park e Mann, 1999).

A análise espectral pelo Método das Múltiplas Janelas (“taper”) (Park et al., 1987) associado à Decomposição dos Valores Singulares Complexos (DVSC) são a base da análise realizada aqui, fornecendo uma decomposição natural no domínio da frequência de um grupo de dados e descrição do sinal, similar às análises das Componentes Principais Complexas (Barnett, 1991). Porém, este método procura isolar modos e variabilidades em bandas limitadas, descritas por um simples envelope temporal de modulação espacial correlacionada (Mann e Park, 1999)

Cada série temporal é normalizada e transformada do domínio temporal ao domínio espectral utilizando o Método Espectral de Múltiplas Janelas (Park et al., 1987). Em cada frequência ( $f$ ), para cada série temporal, um número pequeno ( $\mathbf{K}$ ) de espectros independentes são calculados, utilizando as  $\mathbf{K}$  janelas ortogonias Slepianas. As janelas sendo ortogonais por construção capturam informação independente.

Partindo das  $\mathbf{K}$  janelas Slepianas de cada série temporal  $x(t)^{(m)}$ , chega-se a um espectro estimado  $|\mathbf{Y}_l^{(m)}(\omega)|^2$ , do espectro  $l$  da série  $(m)$  e forma-se a matriz  $\mathbf{M} \times \mathbf{K}$ ,

$$\mathbf{A}(\omega) = \begin{bmatrix} w_1 \mathbf{Y}_1^{(1)} & w_1 \mathbf{Y}_2^{(1)} & \Lambda & w_1 \mathbf{Y}_K^{(1)} \\ w_2 \mathbf{Y}_1^{(1)} & w_2 \mathbf{Y}_2^{(2)} & \Lambda & w_2 \mathbf{Y}_K^{(2)} \\ \Lambda & \Lambda & \Lambda & \Lambda \\ w_M \mathbf{Y}_1^{(M)} & w_M \mathbf{Y}_2^{(M)} & \Lambda & w_M \mathbf{Y}_K^{(M)} \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

na qual, cada linha é calculada de diferentes séries temporais e cada coluna de diferentes janelas Slepiana. O  $w_m$  representa pesos das variáveis espaciais impostas para ajustar à área relativa dos pontos ou para adaptá-los. Para isolar um processo espacialmente coerente em uma banda estreita, executa-se a decomposição dos valores singulares complexos na matriz  $\mathbf{A}(\omega)$ ,

$$\mathbf{A}(\omega) = \sum_{k=1}^{\mathbf{K}} \lambda_k(\omega) \mathbf{U}_k(\omega) \otimes \mathbf{V}_k^*(\omega) \quad (2.19)$$

em  $\mathbf{K}$  autovetores ortonormais  $\mathbf{u}_k$ , representando as Funções Ortogonais Empíricas Complexas no domínio espacial (denominadas de “EOF’s espaciais”), e  $\mathbf{K}$  autovetores ortonormais  $\mathbf{v}_k$ , que são as denominadas EOF’s do domínio espectral (Mann e Park, 1994), ou “Modulações Principais” em analogia com Componentes Principais de uma decomposição no domínio do tempo (Mann e Park, 1999). Cada valor singular ordenado,  $\lambda_k(\omega)$ ,  $k= 1, 2, \dots, \mathbf{k}$ , proporciona a amplitude de cada modo  $k$  nesta autodecomposição *local*. Os “autovalores” associados  $\lambda_k^2(\omega)$ , normalizados  $\lambda_k^2(\omega) / \sum_{j=k}^{\mathbf{K}} \lambda_j^2(\omega)$ , suprem um parâmetro da detecção do sinal que é *local* no domínio da frequência. O espectro do principal autovalor como uma função da frequência é referida

como “espectro da variância fracional local“, cuja magnitude varia entre  $1/k$  e um, e tem comprimento da banda de frequência variável entre  $\pm f_R$  e  $\pm pf_R$ , sendo que  $f_R = 1/N\Delta t$  é a frequência de Rayleigh (intervalo de amostragem: um mês ou um dia no presente trabalho). Das  $K$  janelas somente as primeiras  $2p - 1$  janelas são usualmente resistentes ao basamento (“leakage”) espectral. Os parâmetros  $K$  e  $p$  providenciam o grau de liberdade espectral e a resolução da frequência, respectivamente. Maiores valores de  $p$  implicam médias sobre comprimentos de banda maiores, e vice versa. No presente trabalho escolheu-se  $p = 2$  e  $K = 3$ , que fornecem suficientes graus de liberdade espectral para a relação sinal – ruído da decomposição.

A reconstrução do sinal tem como base a inversão dos  $K$  autoespectros, onde pode obter-se envelopes  $\tilde{A}_k(n\Delta t)$  como uma combinação linear das janelas Slepianas  $w_m$ , que variam suavemente em cada modo de variabilidade  $k$ , centradas na frequência desejada  $\omega$ , com características de sinais quase periódicos (Park e Maasch, 1993; Park, 1992). Utilizando o envelope,  $\tilde{A}_k(n\Delta t)$ , e os  $M$  autovetores  $\mathbf{u}_k$  reconstrui-se a sinal  $\tilde{x}^{(m)}$  do modo de variabilidade  $k$ , da série  $m$ , e na frequência  $\omega$ , da seguinte forma:

$$\tilde{x}_n^{(m)} = \gamma(\omega) \Re \left\{ \sigma^{(m)} \mathbf{u}_1^{(m)} \tilde{A}_1(n\Delta t) e^{i2\pi\omega n\Delta t} \right\} \quad (2.20)$$

onde  $\gamma(\omega) = 2,0$ ,  $\sigma^{(m)}$  é o desvio padrão da série  $m$  e  $n = 1, \dots, N$ .  $N$  é o número de amostras da série.

Na estimativa da confiança estatística dos modos utiliza-se a técnica “Bootstrap” (Efron, 1990), onde picos significativos na variância espectral são determinados a partir da comparação com os limites de confiança determinados por este método.

### 2.2.7 – Análise das tendências lineares: Teste de Mann-Kendall

O teste não-paramétrico para detectar tendências lineares de Mann-Kendall pode ser utilizado em séries descontínuas com distribuição desconhecida e tem a vantagem de usar a magnitude relativa dos valores da série, filtrando valores extremos, ao invés dos valores reais. Mas, alerta-se que neste teste os dados precisam ser variáveis aleatórias

independentes e identicamente distribuídas (autocorrelação nula). As características deste teste são importantes quando aplicado às séries climatológicas, como na precipitação, para séries totais anuais ou séries de um determinado mês considerados como independentes. Maiores detalhes podem ser encontrados em Kendall (1975), Hirsch e Slack (1984) e Gilbert (1983).

A hipótese nula ( $H_0$ ) considera que os dados:  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ , são variáveis aleatórias independentes e identicamente distribuídas. O teste estatístico de Mann-Kendall ( $S$ ) é dado por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j) \quad (2.21)$$

onde a função  $\text{sgn}$  é:

$$\begin{aligned} \text{sgn}(x_i - x_j) &= 1, & \text{se } x_i - x_j > 0, \\ &= 0, & \text{se } x_i - x_j = 0, \\ &= -1, & \text{se } x_i - x_j < 0 \end{aligned} \quad (2.21)$$

Para séries com comprimento maiores que 10, a estatística ( $S$ ) aproxima-se muito da distribuição normal quando se faz a seguinte correção

$$S' = S - \text{sgn}(S) \quad (2.22)$$

Considerando a hipótese nula e a ausência de repetição de valores dentro da série, a variância de ( $S$ ), [ $\text{Var}(S)$ ] é definida por:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (2.23)$$

Com a correção devido a repetições, a variância fica:

$$Var(S) = \frac{\left[ n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right]}{18} \quad (2.24)$$

onde  $g$  é número de grupos com dados repetidos e  $t_p$  é número de dados no  $p$ -ésimo grupo.

Por exemplo na seqüência: { 23, 24, traço, 6, traço, 24, 24, traço, 23 }, tomada de Gilbert (1987)

$g=3$

$t_1=2$  por {23},

$t_2=3$  por {24},

$t_3=3$  por {traço}

Logo  $S$  e  $Var(S)$  são utilizados para o cálculo da estatística  $Z$ , com distribuição normal padrão:

$$Z = \frac{S-1}{[Var(S)]^{1/2}}, \quad \text{se } S > 0,$$

$$Z = 0, \quad \text{se } S = 0, \quad (2.25)$$

$$Z = \frac{S+1}{[Var(S)]^{1/2}}, \quad \text{se } S < 0$$

Os valores positivos(negativos) indicam tendência ascendente (descendente). Se a hipótese nula ( $H_0$ ) é verdadeira, a estatística  $Z$  tem distribuição normal padrão. Para testar, tanto as tendências ascendentes quanto as descendentes, ao nível significativo  $\alpha$ , a  $H_0$  é rejeitada se o valor absoluto de  $Z$  é maior que  $Z_{1-\alpha/2}$  (bilateral). O valor,  $Z_{1-\alpha/2}$  é escolhido *a priori* uma vez que não temos conhecimento da direção da tendência.

### 2.2.8 - Estimativa da inclinação da tendência linear: Método de Sen

Uma vez que o teste de Mann-Kendall não supre estimativa da magnitude das tendências, a verdadeira inclinação (taxa da variável por unidade de tempo) pode ser estimada através do cálculo aos mínimos quadrados da inclinação estimada  $\beta$ , utilizando o método de Regressão Linear. No entanto,  $\beta$  calculado desta maneira pode desviar-se muito do verdadeiro valor da inclinação se existem "outliers" nos dados (Gilbert, 1987), pelo qual utiliza-se um procedimento simples desenvolvido por Sen (1968) e estendido por Hirsch et al. (1982).

O teste estatístico é definido pelo cálculo das  $N' = n(n-1)/2$  inclinações estimadas:

$$Q = \frac{x_j - x_i}{j - i} \quad 2.26$$

sendo  $x_j$  e  $x_i$  os valores dos dados no tempo  $j$  e  $i$ , respectivamente, onde  $j > i$ ;  $N'$  é o número de pares de dados nas quais  $j > i$ . A mediana destes  $N'$  valores de  $Q$  é o valor estimado da inclinação de Sen.

No presente trabalho, a magnitude percentual das tendências lineares em relação à média foi calculada do seguinte modo:

$$TL = \frac{ps * pa}{pm} * 100 \quad (2.27)$$

onde:  $ps$  é a inclinação estimada pelo método de Sen,  $pm$  é a média da precipitação para o período e  $na$  é o número de anos considerados (neste caso 40).

### 2.2.9 – Análise de mudança climática brusca: Teste seqüencial de Mann-Kendall

O teste não paramétrico seqüencial de Mann-Kendall, descrito detalhadamente em Goossens (1983), foi utilizado na análise da mudança climática brusca. Este teste baseia-se, assumindo a hipótese de um clima estável, que a sucessão de valores climatológicos deve ser independente e a distribuição da probabilidade deve permanecer sempre a mesma (séries aleatórias independentes e identicamente distribuídas).

Inicialmente analisa-se a estacionariedade da série temporal mediante a estatística sequencial de Mann-Kendall. Sejam,  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , os dados pontuais. Para cada elemento  $x_i$  calcula-se o número  $n_i$  de elementos  $x_j$  precedentes ( $j < i$ ), tal que  $x_j < x_i$ . Na hipótese nula (não existe mudança) mostra-se que o teste estatístico  $t_k$  dado por

$$t_k = \sum_{i=1}^{i=k} n_i \quad (2.28)$$

é normalmente distribuído, com a média e a variância dadas, respectivamente, por:

$$\overline{t_k} = E(t_k) = k(k-1)/4 \quad (2.29)$$

e

$$\overline{\delta t_k^2} = Var(t_k) = k(k-1)(2k+5)/72 \quad (2.30)$$

onde,

$$u_k = (t_k - \overline{t_k}) / (\overline{\delta t_k^2})^{1/2} \quad (2.31)$$

é uma variável normalizada. A probabilidade

$$\alpha_1 = prob(|u| > |u_k|) \quad (2.32)$$

associada com os valores padronizados do teste, sendo maior que no nível de significância  $\alpha_0$  (na prática  $\alpha_0 = 0,05$ ) a hipótese nula é aceita. Caso contrário a hipótese é rejeitada. Rejeitando a hipótese nula existe mudança brusca em algum lugar das séries temporais. O sinal de  $u_k$ , adicionalmente permitirá concluir se esta mudança tende a um incremento da variável ( $u_k > 0$ ) ou tende a uma diminuição ( $u_k < 0$ ) (Gossens e Berger, 1986). Assim, a utilização deste método simples e objetivo permite a detecção da data da ocorrência da mudança mediante a localização da interseção das curvas direta ( $t_1$ ) e retrógrada ( $t_2$ ) do teste estatístico, caso esta mudança ocorra dentro do intervalo de confiança. Porém, a existência de uma tendência positiva (negativa) pode também ser

apresentada, caso a interseção das curvas  $t_1$  e  $t_2$  localizar-se sobre o valor crítico do nível significativo. Neste caso, o máximo (mínimo) da curva  $t_1$  ( $t_2$ ) corresponde ao início da tendência (Gossens e Berger, 1987).

### **2.2.10 – Análise das Componente Principais**

A Análise das Componentes Principais (APC), geralmente referidas como Funções Ortogonais Empíricas (“EOF”), é uma técnica estatística multivariada utilizada para examinar a estrutura espaço-fase dos movimentos atmosféricos, que consta de muitas dimensões, sendo conveniente e necessário reduzir a dimensão dos dados. A relação entre sistemas dinâmicos (dinâmica atmosférica) e as APC, derivadas destes dados, foi discutida para sistemas lineares (North et al., 1984) e sistemas não lineares (Mo e Ghil, 1987).

Em estudos observacionais e de modelagem, tanto meteorológicos quanto climáticos, as APC são bastante conhecidas e utilizadas com muita frequência, pelo qual não se entrará em detalhes já que estas podem ser encontradas em muitas referências (exemplo: Richman, 1986; Preisendorfer, 1988; Von Storch e Navarra, 1995; Von Storch e Zwiers, 1999).

Realizou-se a APC mediante a diagonalização da matriz de dispersão ou correlação  $\mathbf{C}(M \times M)$  obtida a partir da matriz de dados de precipitação mensal normalizados  $\mathbf{Z}(N \times M)$ , onde  $M = 97$  corresponde ao número de postos pluviométricos e  $N = 120$  ao número de meses. A partir da matriz  $\mathbf{C}$ , obteve-se grupos de padrões mutualmente ortogonais que incluem a matriz  $\mathbf{E}(M \times M)$  e a matriz correspondente de coeficientes de expansão  $\mathbf{Z}(N \times M)$ , cujas colunas são mutualmente ortogonais. Os padrões são denominados “funções ortogonais empíricas” (ou autovetores), e, neste caso, representam o padrão espacial, e os coeficientes de expansão são referidas como as “componentes principais”, ou séries temporais, da matriz de dados. Ressalta-se que, a primeira função ortogonal empírica  $\mathbf{e}_1$  é a combinação linear das variáveis de entrada  $x_j$  que explicam a maior fração possível da dispersão combinada dos  $\mathbf{X}$ 's. A segunda  $\mathbf{e}_2$  é a linear combinação que explica a maior fração possível da dispersão residual, e assim sucessivamente.

### 2.2.11 – Análise da Decomposição dos Valores singulares

A aplicação do Método de Decomposição dos Valores Singulares (DVS) (Bretherton et al., 1992; Wallace et al., 1992; Fang e Wallace, 1994) fornece (1) um grupo de *valores singulares*, denotado por  $\sigma_k$ , análogo aos autovalores da ACP, (2) par de padrões mutuamente ortogonais definidas pelas matrizes **U** e **V**, (3) correspondentes pares de coeficiente de expansão **X'** e **Y'**, os quais são escolhidos para maximizar a covariância  $\sigma_k = \overline{x_k y_k}$  para cada modo, onde a barra representa média sobre todo o domínio na qual os dados de entrada são amostrados (geralmente tempo). A análise é levada a cabo através da execução da decomposição dos valores singulares na matriz de covariância **C** formada pela entrada de dados **X** e **Y**. A soma dos quadrados dos valores singulares é igual à covariância quadrada de todos os elementos dos campos *x* e *y*. A análise da DVS maximiza a variância explicada. Para o caso especial no qual **X** e **Y** são a mesma matriz, a análise de DVS é equivalente à ACP.

Realizou-se a análise da DVS na matriz de covariância obtida a partir de dados normalizados de precipitação da AS e PNMM do Hemisfério Sul, dos meses de setembro a novembro, para o período de 1951 a 1990. O produto final da análise DVS é a determinação de modos acoplados de precipitação sobre a AS e a PNMM sobre o Hemisfério Sul, que expliquem a máxima porcentagem da sua covariância. Para ser consistente com a notação utilizada em estudos anteriores (por ex., Bretherton et al., 1992), chama-se a precipitação de campo direito e a PNMM de campo esquerdo. O padrão espacial de um modo particular do campo direito (esquerdo) é representado por meio de um mapa de regressões homogêneas.

### 2.2.12 – Método da Regressão Local

Este Método de Regressão local, “lowess” (locally weighted scatter plot smooth) foi desenvolvido para o ajuste de dados a uma curva com formas complexas, através de ajuste polinomial quadrático com os pontos vizinhos utilizando os mínimos quadrados ponderados (Cleveland, 1993). Quando utilizado para suavizar dados, a variável

independente ( $y$ ) é o tempo e a variável dependente é aquela que está sendo suavizada ( $x$ ). O modelo geral é:

$$y_i = g(x_i) + \varepsilon_i \quad (2.33)$$

onde assume-se que a relação funcional  $g(\cdot)$  entre as variáveis é suavizada. A métrica utilizada para o ajuste dos mínimos quadrados ponderados da função centrada em  $x_i$  consiste de uma função kernel ponderada, baseada na distância Euclidiana entre os pontos vizinhos e o ponto central.

### 2.2.13 - Significância estatística das correlações

A significância estatística local (Livezey e Chen, 1983) das correlações é calculada com o número de graus de liberdade efetivos das séries que são obtidos mediante o método sugerido por Davies (1976), do seguinte modo:

$$N_{ef} = \frac{N}{T_d} \quad (2.34)$$

onde  $N_{ef}$  é o número efetivo de observações independente,  $N$  o comprimento da série temporal e a *decorrelação temporal* ou escala temporal característica dada por Trenberth (1984),

$$T_d = 1 + 2 \sum_{k=1}^{\infty} \rho_x(k) \rho_y(k) \quad (2.35)$$

Onde  $\rho_x(k)$  é a autocorrelação da série base  $X$  e  $\rho_y(k)$  é a autocorrelação da segunda série  $Y$  (p. ex. cada ponto de grade).  $T_d$  pode ser interpretada como a medida estatística de “memória” ou a escala temporal de duração do fenômeno de interesse que é fortemente dependente do problema considerado (von Storch e Zwiers, 1999).

No cálculo da  $T_d$  assume-se que as séries sigam processos autorregressivos AR(1) ou processos de ruído vermelho, de tal modo que:

$$T_d = \frac{1 + \rho_x(1)\rho_y(1)}{1 - \rho_x(1)\rho_y(1)} \quad (2.35)$$

Posteriormente, a significância ao nível de 95% das correlações é obtida mediante a teste t-Student bilateral, baseado na hipótese nula de correlação zero.

## CAPÍTULO 3

### CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: ESTATÍSTICAS ANUAIS E SAZONAIS

#### 3.1 – INTRODUÇÃO

A principal característica do regime de precipitação na maior parte da AS é o ciclo anual bem definido e em fase, com máximo no verão e mínimo durante o inverno (Prohaska, 1976; Schwerdtfeger, 1976; Rao e Hada, 1991), associados à variação anual da circulação atmosférica sobre AS e adjacências (Krueles, 1975; Nishizahua e Tanaka, 1983; Chu, 1985), fortemente relacionada com o aquecimento solar sazonal (Zhou e Lau, 1998). Uma revisão geral atualizada da climatologia da AS pode ser encontrada em Satyamurty et al. (1998).

A variabilidade intrasazonal da precipitação sobre a AS não permite uma generalização das características da precipitação diária, uma vez que os mecanismos que a geram apresentam grandes variações no tempo e no espaço. Muitos parâmetros da precipitação diária tornam-se importantes quando se trabalha com fins agrícolas e hidrológicos, como, por exemplo, a análise de dias com chuva (úmidos) ou dias sem chuva (secos) e análise de probabilidade incondicional de dias secos seguidos de dias úmidos,  $p_{01}$ , e úmidos seguidos de dias úmidos,  $p_{11}$ , dando informação sobre a persistência destes eventos.

Além do mais, as análises de probabilidades são realizadas para se obter um melhor entendimento das características espaço-temporais de dias úmidos sobre o Brasil e estabelecer as diferenças entre regiões úmidas e secas. Espera-se que os resultados sirvam como ferramenta para poderem ser utilizados na modelagem de aspectos importantes da precipitação, tais como a duração de secas ou probabilidade de número consecutivos de dias secos ou úmidos.

Neste Capítulo determinam-se os parâmetros estatísticos que caracterizam a variabilidade anual e sazonal dos regimes da precipitação sobre a AS, baseados nos

totais mensais dos 97 postos pluviométricos selecionados no Capítulo 2 (Item 2.1.1). O intuito é obter maior compreensão da sua variabilidade espaço-temporal sobre todo o domínio, permitindo examinar com maior destreza a tendência linear, as mudanças temporais e as oscilações quase-periódicas em escala intrasazonal a interanual. Além do mais, enfatiza-se a análise do comportamento diário da precipitação sobre o Brasil do ponto de vista probabilístico, a partir dos dados diários em pontos de grade obtidos mediante análise objetiva (Item 2.1.5).

### **3.2 - ESTATÍSTICAS ANUAIS**

Os parâmetros estatísticos dos totais anuais da precipitação do período homogêneo de 1951 a 1990 sobre a AS, tais como média e coeficiente de variabilidade (*c.v.*) são calculados. A análise do ciclo anual e sua persistência são determinados e discutidos. Estas análises servirão de base para a caracterização da variabilidade interanual da precipitação.

#### **3.2.1 - Média e variabilidade interanual**

A Fig. 3.1 apresenta a distribuição espacial da média anual (tons de cinza) do *c.v.* (isolinhas) da precipitação sobre AS. No extremo noroeste da Amazônia observa-se um núcleo com valores máximos de precipitação média anual (~3300 mm) e baixa variabilidade interanual (*c.v.* < 0,2), provavelmente associado com a orografia (Nobre, 1983; Figueroa e Nobre, 1990).

A partir do núcleo do noroeste da Amazônia, os altos valores de precipitação estendem-se em duas direções: 1) ao longo do equador até a Foz do Rio Amazonas (Pará), onde se observa um máximo secundário com valores médios acima de 2700 mm, associado às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, forçadas pela circulação da brisa marítima (Kousky, 1979 e 1980; Kousky e Molion, 1981; Cavalcanti, 1982; Cohen et al., 1995; Garreaud e Wallace, 1997); 2) em direção ao Sudeste do Brasil, coincidente com a região da ZCAS, associada com a convergência de umidade em baixos níveis e induzida pelo deslocamento das frentes frias, principalmente durante o verão (Kousky, 1980; Kousky e Molion, 1981; Kousky e Virji, 1982; Kodama, 1992 e 1993). Ressalta-

se que estas regiões caracterizam-se pela baixa variabilidade interanual, com coeficientes de variabilidade  $< 0,2$ . (Fig. 3.1), exceto sobre o Sudeste do Brasil ( $0,2 < c.v. < 0,3$ ).

Outra região com altos valores da precipitação média anual localizada sobre o sul do Brasil, com valores acima de 1500 mm, apresenta variabilidade interanual da mesma magnitude que na região do Sudeste do Brasil ( $0,2 < c.v. < 0,3$ ), sendo resultado da freqüente passagem das ondas baroclínicas e desenvolvimento de ciclones extratropicais.

As duas regiões com precipitações mínimas localizam-se: uma sobre o Nordeste do Brasil, com média anual inferior a 900 mm e alta variabilidade interanual ( $0,3 < c.v. < 0,4$ ), resultado da entrada de frentes frias ou seus vestígios (Kousky, 1979) e principalmente do deslocamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996). A outra região localiza-se a leste da porção subtropical da Cordilheira dos Andes, onde as precipitações não passam de 600 mm e a variabilidade interanual é relativamente alta ( $0,2 < c.v. < 0,3$ ), associado com um padrão de fluxo de leste (úmido) e de oeste(seco) da troposfera média e inferior sobre o Altiplano Boliviano (Gurreaud e Aceituno, 2000)

Devido ao período e a distribuição espacial dos dados utilizados, verifica-se algumas diferenças em relação a outros trabalhos, particularmente sobre a região tropical. Por exemplo, a localização do núcleo de alta precipitação no centro da Amazônia (2400 mm) obtido por Marengo (1991) e pequenos núcleos com alta precipitação sobre o leste da Amazônia (2500 mm), mostrada em Figueroa e Nobre (1990) não são verificados na presente análise. Porém, é necessário enfatizar que, na escala analisada, é preservada a maior parte das características observacionais da precipitação sobre a AS encontradas nas análises anteriores.

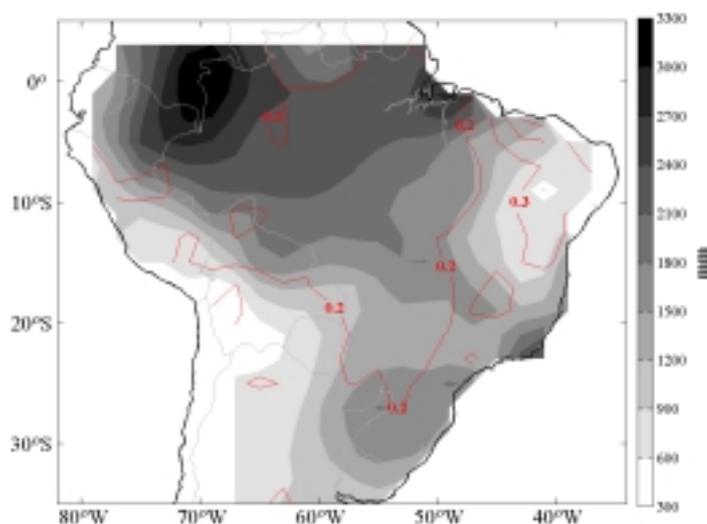


Fig. 3.1 - Distribuição espacial da média (tons de cinza) e coeficiente de variabilidade (isolinhas) da precipitação anual sobre a AS.

### 3.2.2 - Ciclo anual e sua persistência

O mapa com as fases e amplitudes do ciclo anual e semi-anual e sua persistência (isolinhas) é exibido na Fig. 3.2. O dial localizado no extremo superior direito das figuras indica a seguinte convenção para a fase: cada  $30^\circ$  representa um mês,  $1^\circ$  janeiro é representado por  $0^\circ$  (Norte) e  $1^\circ$  de abril por  $90^\circ$  (Leste) e assim sucessivamente. A escala das amplitudes localiza-se no extremo inferior direito das figuras e indica a porcentagem (%) da variância explicada por cada ciclo.

O ciclo anual é a característica mais relevante na dinâmica da precipitação, explicando mais de 85% da variância sobre a maior parte do domínio espacial (Fig. 3.2a). A distribuição da fase indica que os máximos de precipitação ocorrem durante os meses de verão sobre grande parte do domínio. No norte da Amazônia e norte do Nordeste do Brasil os máximos de precipitação ocorrem nos meses de outono, coerente com Rao e Hada (1991).

Estes resultados são similares aos determinados em estudos anteriores sobre todo o globo (Hsu e Wallace, 1976; Lau e Sheu, 1988), América do Sul (Caviedes, 1981) e

sobre a Amazônia (Eischeid e Puwarty, 1991). A distribuição das amplitudes associadas a altos valores de persistência ( $> 0,9$ ) indicam uma regularidade sistemática do regime de precipitação durante o período de estudo (1951-1990).

No sul do Brasil é observada descontinuidade abrupta na fase e amplitude da marcha anual da precipitação (Fig 3.2a), a qual parece não ser somente resultado da variação sazonal, mas da alta variabilidade interanual da precipitação sobre esta região, como indica a baixa persistência tanto do ciclo anual como do ciclo semi-anual. Este resultado não é visível em trabalhos anteriores (Hsu e Wallace, 1976; Caviedes, 1981), podendo ser atribuída mais ao período da análise do que à densidade de dados utilizados.

Baixos valores de persistência e de amplitude do ciclo anual estão restritos às regiões onde a amplitude do ciclo semi-anual é alta (Fig. 3.2b), características do regime bimodal da precipitação. Regiões com alta persistência do ciclo semi-anual ( $> 0,7$ ) aparecem desde o norte da Amazônia até a Argentina à leste do Andes, com máximos em abril e outubro, e sobre a porção oriental do sul do Nordeste do Brasil, com máximos em janeiro e julho. Outra região identificada com o ciclo semi-anual, porém com baixos valores de persistência ( $< 0,3$ ), localiza-se na Região Sul do Brasil e no Uruguai, com máximos entre abril-maio e outubro-novembro, comprovando a forte bimodalidade da precipitação destas regiões (Grimm et al., 1998).

### **3.2.3 - Probabilidade incondicional de dias úmidos**

Na Fig. 3.3 apresenta-se a probabilidade incondicional de dias úmidos,  $p_u$ , calculados para todo o período de estudo, para diferentes tipos de precipitação, qualitativamente separados. A Fig 3.3a mostra a ocorrência de dias chuvosos sobre o Brasil, com limiar de 1 mm. As probabilidades máximas alcançam valores entre 0,8 a 0,9, correspondendo aproximadamente a 290 e 330 dias/ano, respectivamente, e estão distribuídas sobre as regiões onde se registram as máximas precipitações anuais, tais como o oeste da Amazônia e sobre a Foz do Rio Amazonas (Fig. 3.1). Estes máximos parecem não ser somente resultado de sistemas que atuam quase permanentemente sobre estas regiões, mas de algum fator local, tal com a orografia no extremo oeste do continente (Nobre, 1983) e contraste oceano-continente na costa Atlântica (Figuerola e Nobre, 1990).

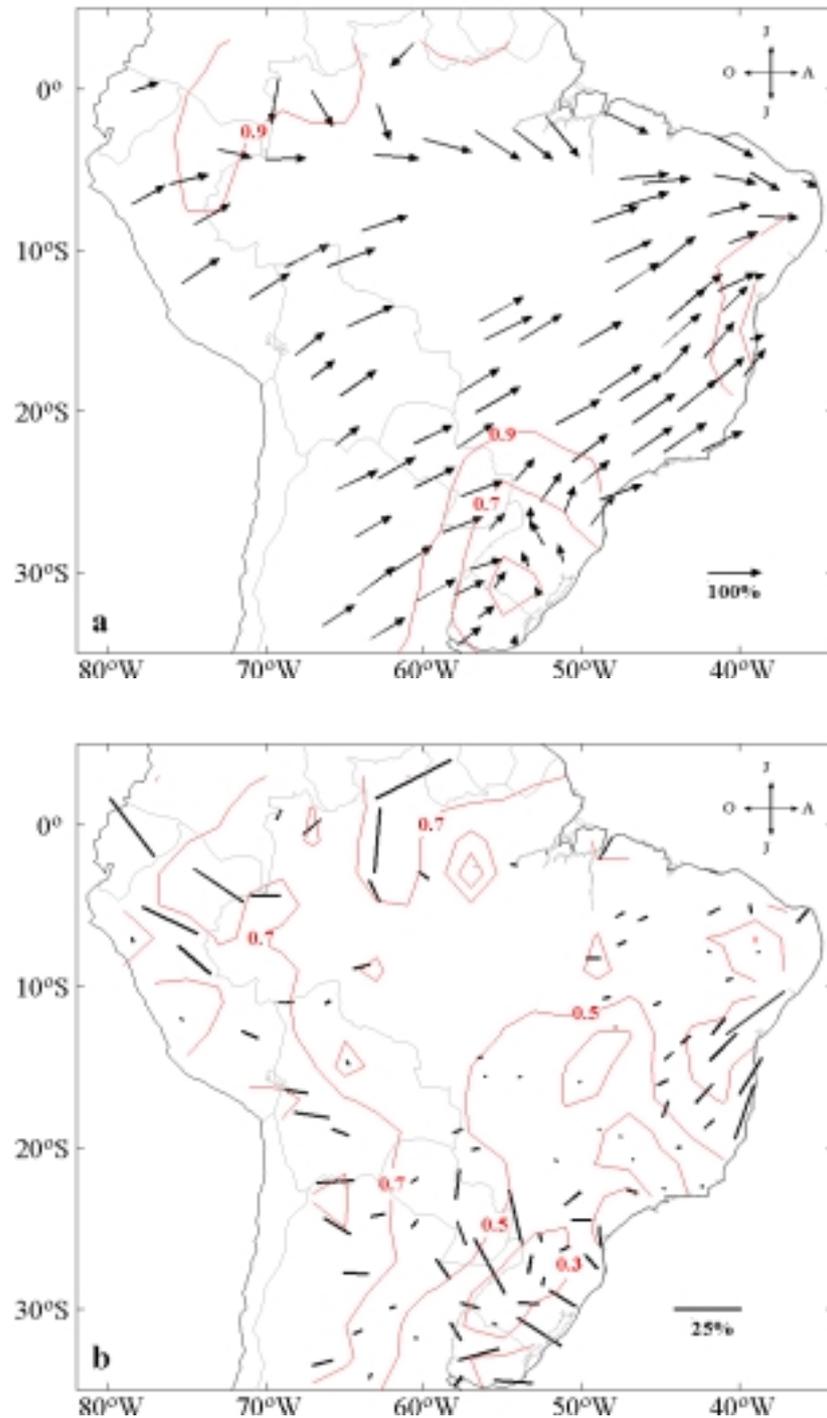


Fig. 3.2 - Distribuição espacial da amplitude normalizada e fase (vetores harmônicos) e persistência (isolinhas) da precipitação sobre a AS. Ciclo anual (a) e ciclo semi-anual (b).

A partir destes máximos, há uma diminuição gradual de probabilidade para as demais regiões do Brasil, alcançando valores mínimos na faixa que se inicia no Nordeste (~0,2) e se estende em direção ao sul do Brasil (~0,4). Característica esta claramente relacionada com os valores mínimos de precipitação anual (Fig. 3.1). Ao longo de todo o litoral leste, a probabilidade de dias úmidos volta a crescer, possivelmente associado ao efeito do oceano na precipitação.

Precipitações fracas, entre 1 mm/dia e 5 mm/dia (Fig. 3.3b), apresentam baixa probabilidade (< 0,35) sobre grande parte da Amazônia, estendendo-se sobre o Brasil central, aparentemente coincidindo com a ZCAS. Porém, o resultado mais relevante é observado a leste de ~45°W e entre 5°S e 20°S, envolvendo quase todo o Nordeste e o norte do Sudeste, onde ocorre a maior probabilidade deste tipo de precipitação.

Este resultado parece ser uma característica associada com a aridez da região Nordeste, uma vez que os outros intervalos de precipitação apresentam baixa probabilidade sobre estes mesmos lugares. Ressalta-se que existem dois máximos que alcançam até 65% do total de dias úmidos nas adjacências da Chapada Diamantina e na Foz do Rio São Francisco, provavelmente associados com a orografia e à maior disponibilidade de umidade, respectivamente.

A distribuição espacial de probabilidade de precipitação moderada mostra que este tipo de precipitação predomina sobre todo o Brasil (Fig. 3.3c), com valores máximos de 0,60 a 0,65 sobre toda a Amazônia. Sobre o Nordeste observam-se as probabilidades mais baixas, inferiores a 0,35.

A probabilidade de ocorrência de precipitação intensa (> 25,0 mm/dia), agrupa-se em três regiões distintas do Brasil: Foz do Rio Amazonas, parte do Sudeste do Brasil e parte do Sul do Brasil. Os valores máximos de probabilidade ocorrem em 9% dos dias úmidos no sul do Brasil e 6% nas outras duas regiões. Mesmo esta probabilidade sendo baixa, é necessário enfatizar que este tipo de precipitação pode representar risco potencial para a sociedade, com a ocorrência de enchentes.

Ainda que a amostragem utilizada neste estudo esteja limitada a 15 anos de dados diários (1979 -1993), uma análise cuidadosa da distribuição espacial da probabilidade incondicional da intensidade das precipitações indicaria, indiretamente, alguns padrões da convecção associada com os sistemas sinóticos e/ou de grande escala que atuam sobre a AS.

Por exemplo, as precipitações fracas são, aparentemente na sua maioria, produto dos vestígios das frentes frias que alcançam a região Nordeste do Brasil nos meses de verão (Kousky, 1979) e da convecção rasa originada pela brisa marítima durante os meses chuvosos desta região (Kousky, 1980). Já, sobre a região de máxima precipitação do sul da Amazônia, aproximadamente, em 60°W e 10°S, as precipitações são moderadas e estendem-se para SE com um padrão associado à ZCAS. A convecção associada a estes sistemas é em geral relativamente intensa durante o verão, favorecida pelos sistemas transientes de latitudes extratropicais (Garreaud, 1999a) e alta disponibilidade de umidade (Rao et al., 1996).

Por outro lado, as precipitações mais intensas no Sul do Brasil podem ser atribuídas à intensa convecção induzida pelas ondas baroclínicas. Já no Sudeste, provavelmente estão associadas à intensificação da ZCAS durante o verão. Sobre o norte do Pará, sugere-se que se devam à forte convecção associada à presença da ZCIT.

### **3.3 - ESTATÍSTICAS SAZONAIS**

O entendimento da variabilidade sazonal da precipitação tem valor científico e prático ao estar intrinsecamente associado com diversas atividades econômicas e culturais, como por exemplo a agricultura. Existem vários estudos climáticos da precipitação sazonal com dados convencionais sobre a AS (p. e. Schwerdtfeger, 1976), Amazônia (Figuerola e Nobre, 1990; Marengo, 1992) e Nordeste do Brasil (Rao et al., 1993). Porém nestes trabalhos os períodos das séries de dados utilizados não são sempre homogêneos. Este fato certamente não teria relevância caso as séries pluviométricas fossem estacionárias, porém, aparentemente, não é o caso.

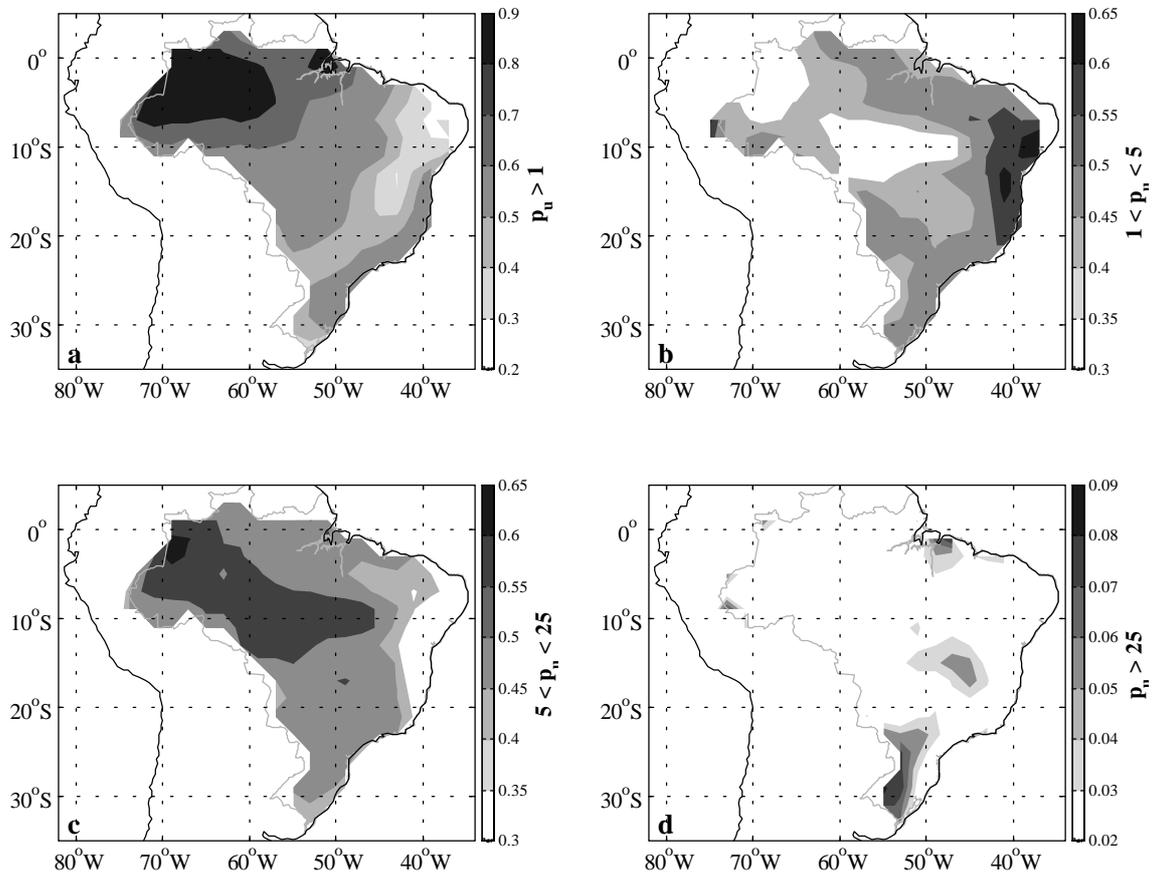


Fig. 3.3 – Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias úmidos sobre o Brasil (tons de cinza). Dias chuvosos ( $\geq 1$  mm) (a), chuvas fracas (1 mm a 5 mm) (b), chuvas moderadas (5 mm a 25 mm) (c) e chuvas intensas ( $> 25$  mm) (d).

Nesta parte do trabalho se faz uma descrição das estatísticas sazonais, com o intuito de caracterizar a variabilidade sazonal da precipitação sobre a AS, baseado nos dados mensais para o período homogêneo de 1951-1990. Enfatiza-se a distribuição de probabilidade da precipitação diária sobre o Brasil, tanto incondicional para dias chuvosos, quanto probabilidade condicional, para dias secos seguidos de dias úmidos,  $p_{01}$ , e para dias úmidos seguidos de dias úmidos,  $p_{11}$ , para o período de 1979 a 1993.

### **3.3.1 - Média e variabilidade sazonal**

A marcha do ciclo sazonal da precipitação sobre o domínio do presente estudo é mostrado na Fig. 3.4a-d. Observa-se claramente a migração sazonal da convecção tropical, que parece ser responsável pela modulação do ciclo anual sobre a região tropical da AS (Rao e Hada, 1990). As maiores precipitações ocorrem nos meses de verão (Fig. 3.4b) e apresentam menor variabilidade em relação às outras estações do ano devido à disponibilidade de umidade favorecida pela circulação monçônica (Zhou e Lau, 1998).

As precipitações mínimas ocorrem nos meses de inverno (JJA) e apresentam maior variabilidade comparada às outras estações (Fig. 3.4d). Verifica-se que as altas precipitações registradas durante todas as estações no noroeste da Amazônia e no sul do Brasil, com exceção dos verões, caracterizam a forte componente semi-anual da precipitação sobre estas regiões, como observado na distribuição da fase e amplitude do harmônico semi-anual (Fig. 3.2b).

No início do período chuvoso (SON), sobre a maior parte da AS, observam-se valores máximos de precipitação média mensal sobre o extremo noroeste da Amazônia (~180 mm) (Fig. 3.4a), possivelmente associado ao efeito orográfico (Nobre, 1983), e um máximo secundário sobre o sul do Brasil (~150 mm), relacionado com as ondas baroclínicas e ciclones extratropicais. Ambos os máximos apresentam baixa variabilidade ( $c.v. < 0,3$ ).

Durante estes meses também aparece uma faixa de precipitação máxima, com orientação NW/SE ( $c.v. < 0,3$ ), como extensão do máximo da Amazônia associada à

ZCAS, como conseqüência do aumento de umidade disponível (Rao et al., 1996) e a ação dinâmica das frentes frias e sua interação com a ZCAS provocando precipitação que é mais pronunciada durante o verão (Kousky, 1980). As precipitações também se beneficiam com o início da circulação tipo monçônica, associadas às mudanças da temperatura da troposfera sobre a AS (Zhou e Lau, 1998). No resto do domínio, Nordeste, Norte do Brasil e regiões adjacentes à Cordilheira dos Andes, as precipitações são inferiores a 90 mm e têm alta variabilidade (*c.v.* > 0,5).

Em DJF a faixa de precipitação associada à ZCAS intensifica-se, apresentando núcleos máximos (~ 300 mm) ao longo desta, particularmente em torno de 10°S e 65° W, ao qual se associa com a AB. Um segundo máximo isolado é observado sobre a Foz do Rio Amazonas (~270 mm). A partir da ZCAS, observa-se uma diminuição gradual da precipitação média para a região Nordeste do Brasil e para latitudes ao sul de 20°S. Ao sul de 20°S o gradiente da precipitação média é menor em relação ao observado no Nordeste de Brasil, possivelmente devido ao intenso transporte de umidade pelos ventos nos baixos níveis em direção sul, a leste da Cordilheira dos Andes. Também, durante esta estação a distribuição do *c.v.* segue o padrão inverso, indicando que regiões com altas precipitações apresentam menor variabilidade.

Com a chegada do outono (Fig. 3.4c), as precipitações máximas ocorrem ao longo do equador, seguindo a migração sazonal da convecção tropical profunda, relacionadas com a atividade convectiva devido à presença da ZCIT (Rao e Hada, 1990; Obregón e Nobre, 1990). Observam-se dois máximos (~300 mm), um sobre o extremo oeste da Amazônia e outro sobre a Foz do Rio Amazonas, com pouca variabilidade interanual (*c.v.* < 0,3). A partir destes máximos, observa-se uma diminuição gradual das precipitações e ligeiro incremento do *c.v.* na direção sul, alcançando valores mínimos na faixa que vai desde o Nordeste do Brasil até a Bolívia e norte do Paraguai e Argentina ( $\leq 90,0$  mm). Um máximo secundário sobre a sul do Brasil e sul do Paraguai, com alto *c.v.* (~0,5), é indicativo de alta variação interanual da precipitação durante a estação de outono. No inverno (Fig. 3.4d), as precipitações estão restritas ao extremo norte da Amazônia, associada à ZCIT, coerente com a migração anual da convecção, com valores máximos em torno de 300 mm, e à Região Sul do Brasil e Uruguai (~120 mm).

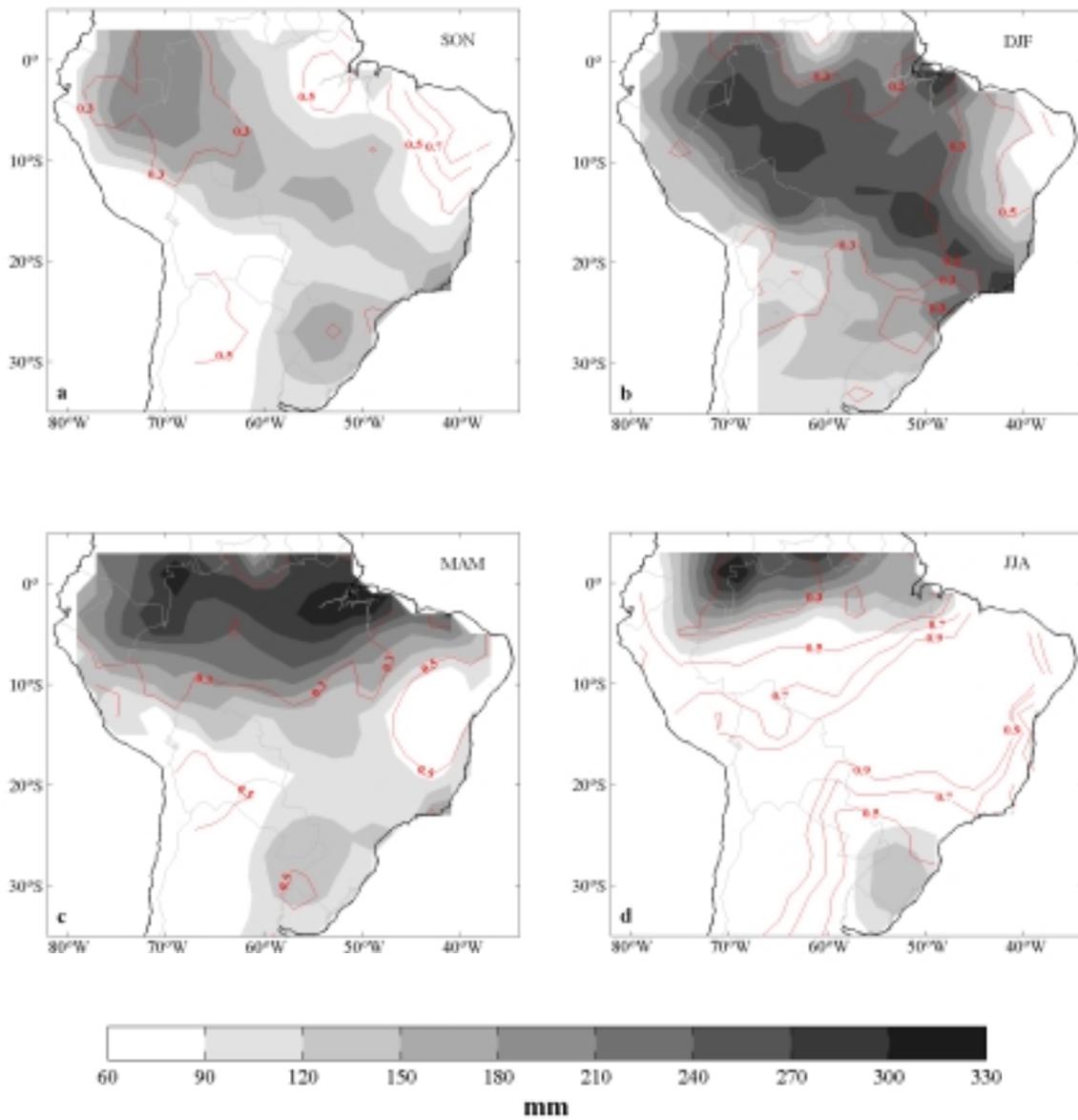


Fig. 3.4 – Idem à Fig. 3.1, mas para: primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).

### 3.3.2 - Probabilidade incondicional sazonal de dias úmidos

A média sazonal de probabilidade incondicional de dias úmidos,  $p_u$ , para cada estação do ano, calculada a partir da equação 2.5, é apresentada na Fig. 3.5. Observa-se uma relação muito intensa entre a distribuição sazonal de probabilidade de dias úmidos observados sobre o Brasil (Fig. 3.5) e a distribuição da média sazonal da precipitação nas quatro estações (Fig. 3.4). Além do mais, nota-se que em todas as estações, os valores máximos de probabilidades são praticamente similares, fato que indica a relação direta entre dias úmidos e a quantidade de precipitação registrada, independente da estação do ano.

Probabilidades máximas de dias úmidos entre 0,7 e 0,8 são observadas nos meses de primavera (SON) sobre o extremo oeste da Amazônia, estendendo-se aproximadamente ao longo de 10°S até o leste da Amazônia e, com menor intensidade, para o sudoeste do Brasil (Fig. 3.5a). Verifica-se que o início do período chuvoso sobre a maior parte do Brasil é caracterizado por alta probabilidade de dias úmidos iniciando-se sobre a Amazônia, coerente com Horel et al. (1984). Baixos valores de probabilidade são observados a partir do Pará, estendendo-se para latitudes mais ao sul, seguindo aproximadamente as precipitações mínimas observadas durante esta estação (Fig. 3.4a). Observa-se um incremento de probabilidades sobre as áreas litorâneas da porção subtropical do Brasil, provavelmente devido à maior disponibilidade de umidade pela proximidade Oceano Atlântico.

Durante os meses de verão (DJF) o número de dias chuvosos aumenta sobre todo o Brasil devido à alta disponibilidade de umidade (Rao et al., 1996). Na região da Amazônia central, aproximadamente na posição climatológica do máximo de precipitação de verão (~10°S, 60°W), registram-se os valores máximos de probabilidades (Fig. 3.5b). Estes valores máximos (0,9) estendem-se, aproximadamente, como uma língua ao longo da faixa de máxima precipitação, associada com a ZCAS. Nota-se que o efeito do Oceano Atlântico sobre a distribuição das probabilidades nesta estação aparentemente é inibido, devido possivelmente, à alta disponibilidade de umidade sobre todo o Brasil (Rao et al., 1996).

Um incremento do número de dias úmidos é observado sobre a Amazônia durante o outono (MAM) ao norte de  $\sim 8^\circ$  S e diminuição sobre o resto do Brasil (Fig. 3.5c). A maior diminuição ocorre sobre o Brasil central e particularmente na faixa que vai da Região Nordeste do Brasil, passando pelo interior da Região Sudeste até o norte da Região Sul, coerente com a diminuição das precipitações médias observadas nesta área durante esta estação (Fig. 3.4c). Nesta estação nota-se o efeito oceânico sobre as regiões costeiras do Brasil ao sul de  $12^\circ$  S.

Nos meses de inverno as probabilidades máximas de dias úmidos continuam deslocando-se para o norte, conforme o comportamento da precipitação média desta estação (MAM), restringindo-se ao extremo norte da Amazônia, com valores em torno de 0,8 a 0,9 (Fig. 3.5d). Sobre a maior parte do Brasil as probabilidades são inferiores a 0,15 e precipitações menores que 90 mm, exceto na Região Sul e regiões costeiras do Sudeste e Nordeste, onde as probabilidades estão entre 0,3 e 0,4. Nas regiões costeiras o efeito da brisa torna-se importante durante esta estação (Kousky, 1980).

### **3.3.3 - Probabilidade condicional sazonal**

Os padrões espaciais de probabilidade condicional média de dia seco seguido de dia úmido,  $p_{01}$ , para cada uma das estações do ano, calculados a partir da equação 2.8 mostram valores inferiores a 0,2 (Fig. 3.6). No início da estação chuvosa (SON) sobre a AS (Fig. 3.6a) os valores de probabilidade acima de 0,15 cobrem boa parte do Brasil, com exceção do extremo noroeste da Amazônia, Nordeste e parte norte do Sudeste. Os baixos valores observados no noroeste da Amazônia podem ser explicados pela alta probabilidade de ocorrência contínua de chuvas, como visto na Fig. 3.4a. Nas outras regiões, explica-se pelo fato das precipitações serem baixas durante esta estação do ano.

No verão (DJF) os valores máximos de probabilidade deslocam-se para o Nordeste, Sul e extremo norte da Amazônia, e aparecem valores mínimos sobre o sul da Amazônia, onde registra-se o máximo de precipitação o qual está associado à Alta da Bolívia, que aparentemente estende-se ao longo da ZCAS (Fig. 3.6b), indicando precipitações contínuas sobre estas regiões.

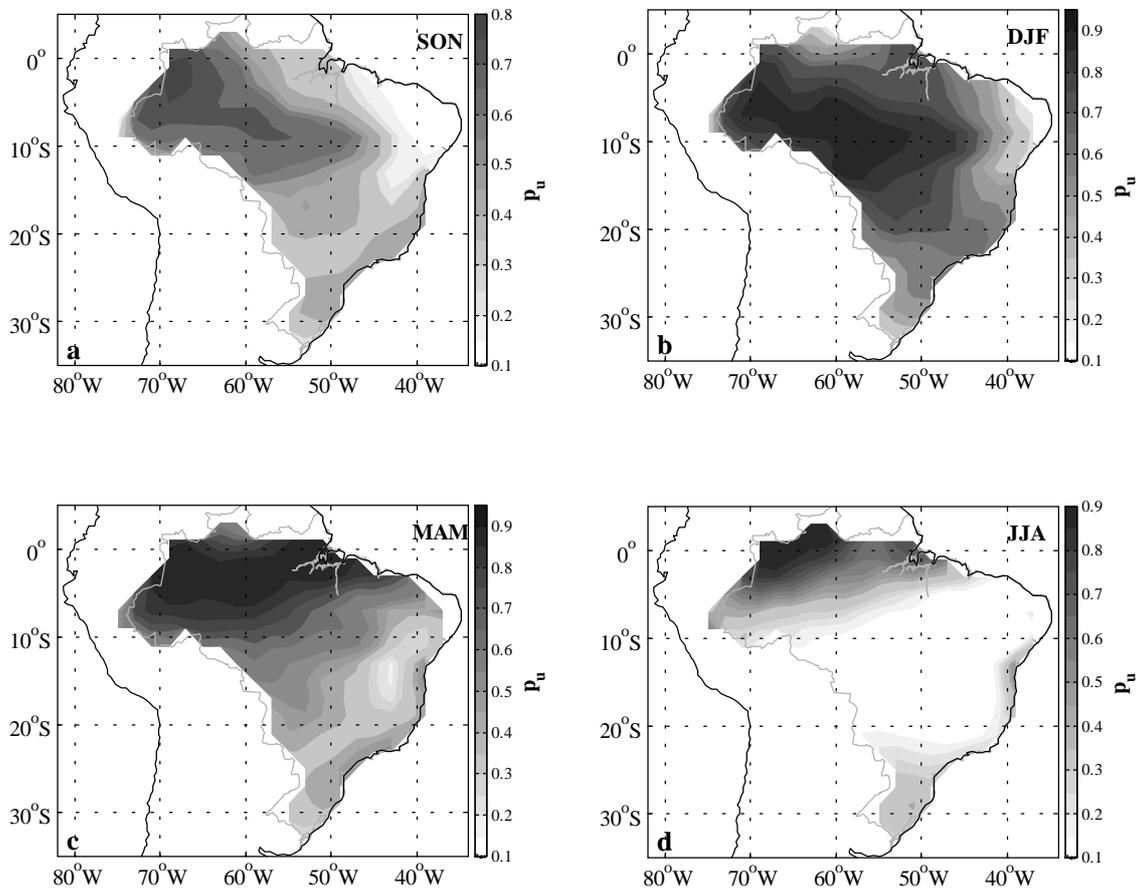


Fig. 3.5 - Distribuição espacial de probabilidade incondicional de dias úmidos (tons de cinza). Primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (e).

Durante os meses de outono (Fig. 3.6c) os valores mínimos expandem-se, abarcando quase todo o Brasil, com exceção das regiões Sudoeste, parte do Sudeste, Sul e parte do Nordeste. No inverno (Fig. 3.6d) as probabilidades máximas localizam-se sobre quase toda a Amazônia e sobre a Região Sul, estendendo-se ao longo do litoral até o Nordeste.

A distribuição de probabilidades médias para cada estação do ano de dia úmido seguida de dia úmido,  $p_{11}$ , para o Brasil, calculada através da equação 2.9, mostra que os valores máximos não diferem significativamente de uma estação para outra (Fig. 3.7a-d). Os padrões de distribuição em todas as estações seguem as distribuições da precipitação média (Fig. 3.4a-d) e distribuição de probabilidade condicional de dias úmidos (Fig. 3.5a-c), indicando a forte associação entre dias chuvosos e quantidade de precipitação.

Os máximos valores de probabilidade condicional de dias úmidos seguidos de dia úmido, indicam alta continuidade dos dias úmidos associados aos sistemas predominantes que geram precipitação sobre o Brasil, para cada uma das estações. No início do período chuvoso, a maior probabilidade localiza-se sobre a zona de precipitação máxima (Fig. 3.7a), onde os mecanismos de convecção intensa parecem ser contínuos. Intensificando-se a convecção sobre o Brasil, seguindo o ciclo anual, incrementam-se também a persistência de dias úmidos, como são indicados pelo incremento dos valores de probabilidade condicional durante a estação de verão (Fig. 3.7b). Destacam-se os altos valores de probabilidade sobre o núcleo de alta precipitação no sul da Amazônia, associados com a posição climatológica da Alta da Bolívia.

Posteriormente, as probabilidades máximas deslocam-se ao longo do rio Amazonas durante os meses de outono (Fig. 3.7c), seguindo os máximos valores médios e alta probabilidade incondicional de precipitação. Já no inverno, os valores máximos concentram-se no extremo norte da Amazônia e na Região Sul observa-se uma baixa probabilidade. No resto do Brasil as probabilidades são  $< 0,1$ .

Considerando a probabilidade incondicional de dias úmidos estacionária, esta torna-se a probabilidade climatológica ( $\pi_1$ ). Em termos de transição de probabilidades, a relação  $p_{01} < \pi_1 < p_{11}$  (Wilks, 1995) confirma-se em todas as estações do ano sobre o Brasil.

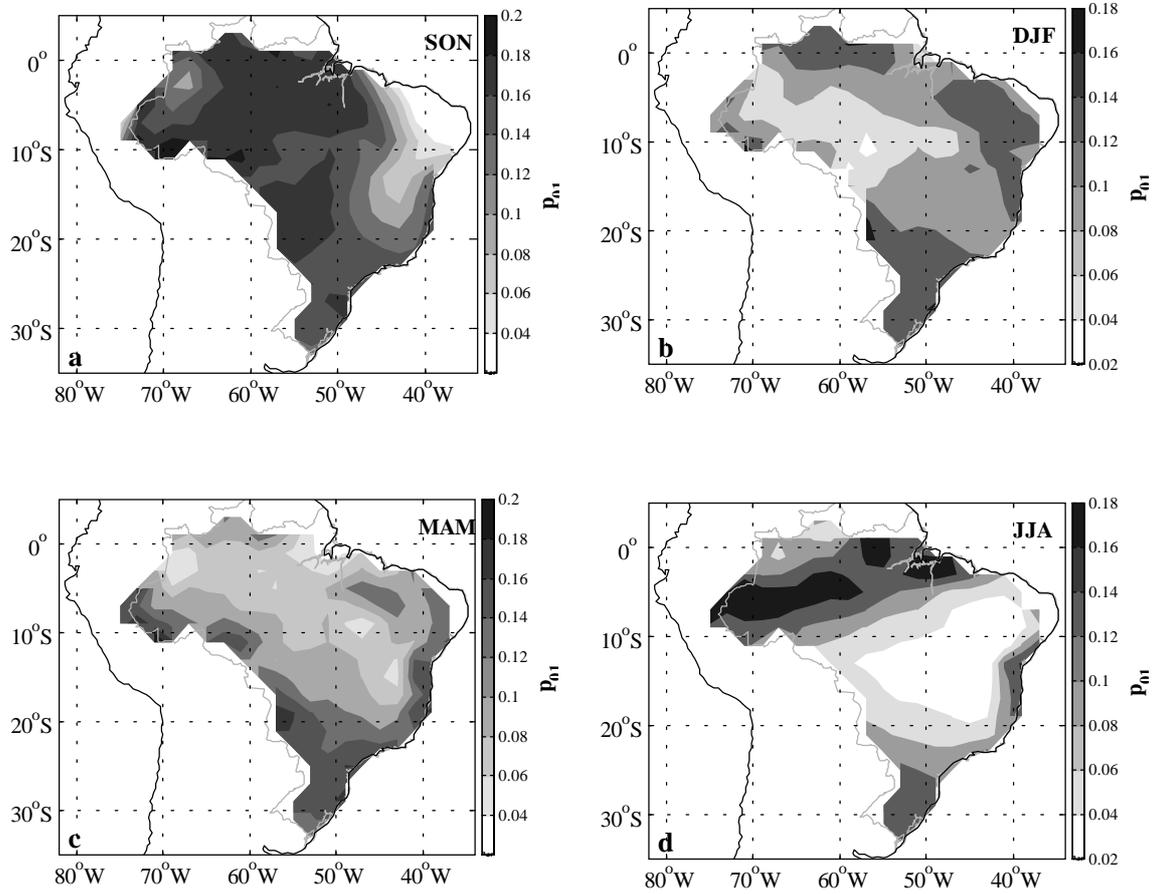


Fig. 3.6 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias secos seguidos de dias úmidos (tons de cinza). Primavera(a), verão (b), outono (c) e inverno (d).

Por outro lado, em termos de persistência de cadeias de Markov, que implica em um alto grau de autocorrelação com defasagem de um,  $r(1)$ , denominado parâmetro de persistência, pode ser calculado a partir da transição de probabilidades  $p_{11}$  e  $p_{01}$ , como  $r(1) = p_{11} - p_{01}$ .

Assim, quanto maior a diferença entre  $p_{11}$  e  $p_{01}$  maior será a persistência da precipitação diária. Isto implica que é mais provável que um dia úmido seja seguido por um dia úmido e cada vez menos provável que seja seguido por um dia seco.

Seguindo este conceito, com base nas figuras 3.6a-d e 3.7a-d, pode-se inferir que a Região Amazônica, particularmente a parte norte e oeste, durante as estações de outono (MAM) e primavera (SON), é a que apresenta os maiores parâmetros de persistência. No verão (JFM) o núcleo de máxima precipitação localizada no sul da Amazônia apresenta os valores máximos de persistência. Assim, estas regiões caracterizadas pela alta persistência podem facilitar o prognóstico da precipitação em curto e médio prazo.

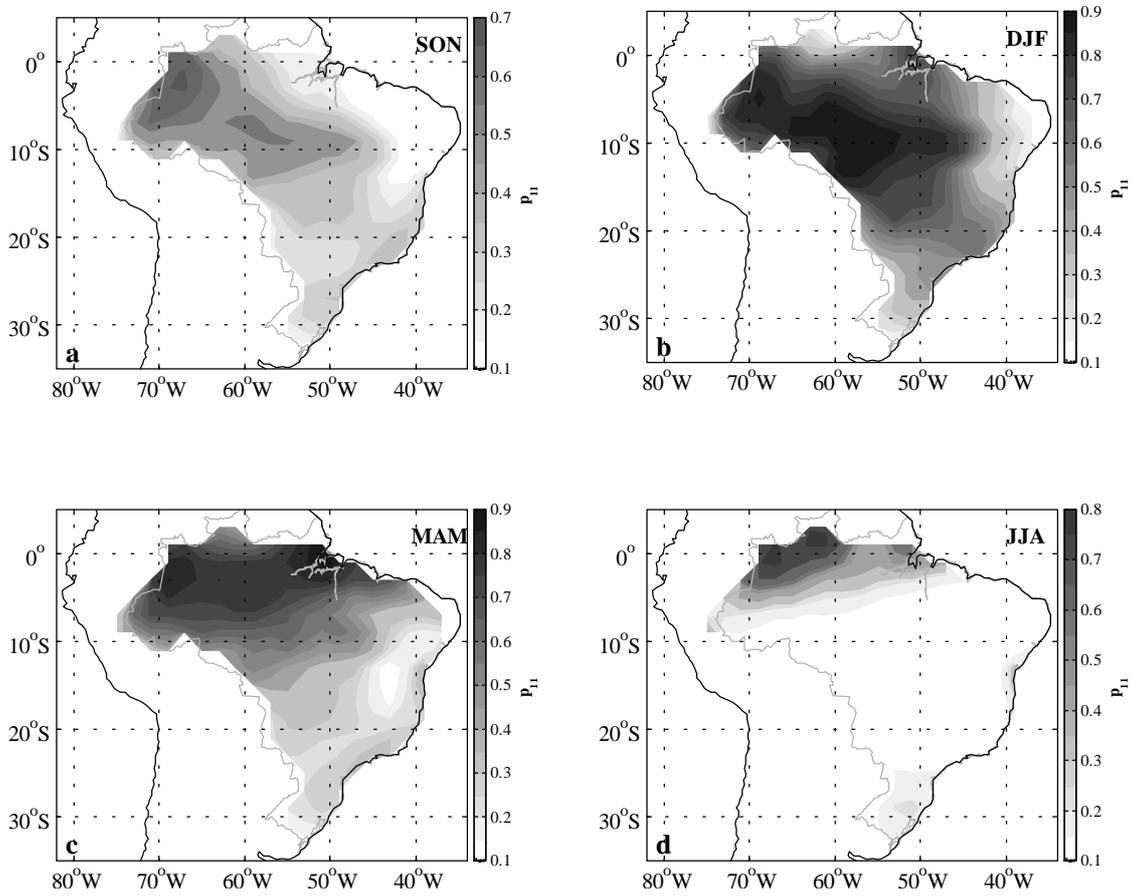


Fig. 3.7 - Distribuição espacial de probabilidade condicional de dias úmidos seguidos de dias úmidos (tons de cinza). Primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (e).

### 3.4 – RESUMO DO CAPÍTULO

A distribuição espacial das estatísticas da precipitação sobre a AS mostra que a variabilidade desta, em escala interanual e sazonal, apresenta características regionais intrínsecas. O ciclo anual é a característica mais proeminente da precipitação sobre a maior parte do domínio, com alta persistência interanual. Predominância do ciclo semi-anual é verificada nas adjacências da Cordilheira dos Andes, no Sul e Nordeste do Brasil e norte da Amazônia, com persistência relativamente alta em quase todas estas regiões, exceto sobre o Sul do Brasil, onde se verifica alta variabilidade interanual.

No Nordeste e norte do Sudeste, regiões com baixo índice pluviométrico anual, a probabilidade de precipitações fracas é máxima. Sobre grande parte da Amazônia, onde ocorrem as máximas precipitações anuais, registra-se predomínio de precipitações moderadas. Precipitações intensas distribuem-se sobre as regiões Sul e Sudeste e sobre a Foz do rio Amazonas.

A distribuição sazonal da precipitação média está diretamente relacionada com a probabilidade incondicional de dias chuvosos e probabilidade condicional de dia chuvoso seguido de dia chuvoso, em todas as estações do ano. A probabilidade incondicional,  $p_u$ , revela que o efeito do Oceano Atlântico é relativamente intenso em quase toda a costa leste do Brasil, principalmente no outono e na primavera, relacionada à ocorrência de maior número de dias chuvosos nas áreas adjacentes. No verão o efeito oceânico não é percebido devido à alta disponibilidade de umidade sobre o continente.

A alta persistência da precipitação diária está associada com os núcleos de máximas precipitações. No verão alta persistência da precipitação é observada sobre o sul da Amazônia e nas outras estações do ano circunscreve-se ao oeste e norte da Amazônia. Esta característica poderá facilitar os prognósticos de precipitação a curto e médio prazo sobre estas regiões.

## CAPÍTULO 4

### ANÁLISE DE ONDALETA DA PRECIPITAÇÃO DIÁRIA SOBRE O BRASIL

#### 4.1 – INTRODUÇÃO

Durante os últimos anos tem havido crescente interesse na Análise de Ondaleta, (AO) devido à possibilidade de se obter novas perspectivas e discernimentos que não são factíveis com outras ferramentas tradicionais (Foufoula-Georgiou e Kumar, 1994). Aplicações típicas incluem análises de séries temporais climáticas, tais como a variabilidade interanual da TSM (Mak, 1995; Kestin et al., 1998), variações interanual e decadal de precipitação (Hu e Nitta, 1996) e variância do ENOS em escala interdecadal (Wang e Wang, 1996; Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1998).

Contrário à tradicional Transformada de Fourier, que dá a amplitude e fase média de cada harmônico sobre todo o período, a Transformada de Ondaleta fornece uma avaliação local da amplitude e fase de cada harmônico. Assim, a AO é particularmente útil para detectar sinais não estacionários ou flutuações de caráter episódico. Adicionalmente, a Transformada de Ondaleta Contínua provê uma janela adaptativa tempo-freqüência que automaticamente estreita-se quando enfoca oscilações de alta freqüência e alarga-se para baixas freqüências. Estas características são adequadas na análise de sinais com componentes de múltipla escala. Sendo assim, a AO torna-se ideal para a análise da precipitação diária, que é altamente não estacionária com características episódicas e de múltipla escala.

Estudos observacionais mostraram que a “Oscilação de Madden-Julian” (OMJ) ou oscilação intrasazonal 30–60 dias modula a convecção e precipitação da ZCAS (Kousky e Kayano, 1994). A OMJ detectada inicialmente na atmosfera tropical por Madden e Julian (1971, 1972) refere-se às flutuações intrasazonais de grande escala que deslocam-se na direção leste formando células de circulação forçadas pela convecção.

Existem diversas teorias propostas para explicar as características observadas da OMJ, tais como seu período, direção de propagação, velocidade e estrutura espacial que inclui

a onda de número um e a reversão da fase da velocidade zonal entre a baixa e alta troposfera. Estas teorias são descritas a seguir em forma sucinta:

*a – Teorias da Resposta às Forçantes Externas*

Estas teorias indicam que a OMJ é uma resposta à forçante externa, onde algumas características da oscilação respondem à forçante termal externa estacionária ou que se propaga com período similar (Webster, 1983; Goswami e Shukla, 1984; Hayashi e Miyahara, 1987), ou respondem otimamente a uma forçante ruidosa externa (Salby e Gracia, 1987; Garcia e Salby, 1987). Resultados destas teorias indicam que pode obter-se propagação de ondas para leste com estrutura vertical similar à OMJ em resposta ao aquecimento localizado ou oscilatório.

*b – Instabilidade Simétrica*

As análises das observações da média zonal do vento na região equatorial sugeriram que a OMJ poderia ocorrer a partir da instabilidade inercial simétrica. Dunkerton (1983) e Stevens (1983) estudaram esta possibilidade com teorias lineares e Zhao e Ghil (1991) trataram com teorias não lineares. Os resultados mostraram que a instabilidade simétrica pode dar lugar a um modo instável com uma escala temporal intrasazonal que possivelmente explique o período da OMJ.

*c – Teorias das Ondas de Kelvin e Onda-CISK*

Inicialmente propusera-se que as ondas de Kelvin confinadas no equador, forçadas por aquecimento convectivo, teriam o papel mais importante em determinar a propagação para leste da OMJ (Parker, 1973; Chang, 1977). Posteriormente, a teoria linear de interação cumulus-onda ou teoria onda-CISK (Conditional Instability of the Second kind) foi proposta para explicar a propagação para leste e reproduzir os períodos de oscilação. A maior dificuldade desta teoria é que tende a produzir velocidades de propagação para leste maiores que as observadas. Para sanar este problema as teorias da onda-CISK “movil” (Lau e Peng, 1987), onda-CISK friccional (Wang, 1988) e a onda-CISK com aquecimento condicional (Hendon, 1988; Crum e Dunkerton, 1992.) foram propostas.

#### *d – Teoria da onda de Kelvin-CID*

Neelin e Yu (1994) e Yu e Neelin (1994) propuseram o mecanismo denominado onda de Kelvin-CID (convective interaction with dynamics). Este mecanismo opera de modo que exista interação entre os efeitos coletivos da convecção e a dinâmica de grande escala. Resultados mostram que este mecanismo produz um modo de propagação de convecção profunda similar à OMJ, mas para isto é necessário que exista outro mecanismo que excite o modo similar à OMJ.

Neste Capítulo se levará a cabo um estudo da variabilidade intrasazonal da precipitação sobre o Brasil, utilizando Análise de Ondaleta de Morlet (Morlet et al., 1982a, 1982b). A Análise de Ondaleta é aplicada às anomalias normalizadas linearmente das séries temporais de 15 anos (5479 dias) em cada ponto de grade (Fig. 2.3b), de tal modo que cada série temporal tenha média zero e variância 1. Inicialmente selecionou-se três sub-regiões para examinar em detalhe as características temporais de suas séries pluviométricas. Uma destas localidades está situada no sul da Amazônia (65°W-61°W e 7°S-9°S), sobre as áreas de máxima precipitação no verão. As outras duas estão sobre a Região Sudeste (47°W-45°W e 13°S-17°S), associada à ZCAS, e no Sul do Brasil (53°W-51°W e 27°S-29°S). A escolha do Sudeste do Brasil deve-se à localização da ZCAS, relacionada com intensa atividade convectiva e modulada pela OMJ (Kousky e Kayano, 1994). O Sul do Brasil foi escolhido por registrar de média a altas precipitações durante todas as estações do ano e apresentar anomalias opostas às da região da ZCAS durante a atuação das oscilações intrasazonais (Paegle et al., 2000).

#### **4.2 - ESPECTRO DE ONDALETA EM TRÊS SUB-REGIÕES**

Analisou-se 15 anos de precipitação diária nas três sub-regiões mencionadas acima. A Figura 4.1a-c mostra o espectro de ondaleta para as localidades do sul da Amazônia, Região Sudeste e Sul do Brasil, respectivamente. Os espectros cobrem o período de 1979 a 1993 (abscissa) e o intervalo do período é de 2 a 156 dias (ordenada).

Nas três sub-regiões, durante todo o período, observa-se a ocorrência de eventos significativos em todas as escalas de tempo, dispersas no plano tempo - período, o qual

mostra de modo geral a natureza de ruído vermelho das séries temporais. Por exemplo, os espectros de ondaleta do sul da Amazônia e do Sudeste mostram eventos significativos com períodos de 32 a 128 dias (Fig. 4.1a, b). Por outro lado, sinais com muita energia nas escalas de período curto são abundantes nas três sub-regiões, tais como períodos de 2 a 16 dias, centrados no verão no sul da Amazônia e no Sudeste. Por outro lado, sobre a Região Sul ocorre durante todo o ano.

O espectro de ondaleta destes sistemas mostra algumas conexões entre as diversas escalas. Este fato é visível em 1983, 1986 e 1989 no sul da Amazônia (Fig. 4.1a), em 1983 e 1990 no Sul do Brasil (Fig. 4.1.c) e na maioria dos anos no Sudeste, onde há intensa influência da variabilidade (interação) entre altas e baixas frequências.

Separou-se os sinais em determinadas bandas de oscilação, para uma análise mais detalhada, em flutuações com períodos menores que 10 dias, associados ao comportamento e características dos distúrbios transientes (Berbery e Vera, 1996), flutuações com períodos de 10-30 dias, utilizados em estudos de oscilação intrasazonal por Kousky e Kayano (1994) e flutuações com períodos de 30 – 60 dias, ou a conhecida OMJ. Assim, as bandas consideradas são: inferiores a 8 dias, 8 -32 dias e 32 - 64 dias.

No sul da Amazônia existem vários eventos na banda de 32 a 64 dias, centrados no verão, tais como em 1979, 1981, 1983, 1985, 1986, 1989 e 1991 (Fig. 4.1a). Similarmente nesta mesma banda ocorrem eventos, em 1980, 1981, 1982, 1985, 1986, 1988, 1990 e 1992 no Sudeste (Fig. 4.1b). Na Região Sul os anos de 1983 1990 e 1992 são significativos nesta banda e estão centrados nos meses de inverno. Assim, na faixa 32–64 dias observaram-se eventos significativos durante a fase negativa do ENOS de 1979/80 no sul da Amazônia e no Sudeste e em 1982/83 no Sudeste e Sul. Na fase positiva do ENOS sinais significativos de oscilação foram observadas em 1984/85 no sul da Amazônia e no Sudeste e em 1988/89 somente no sul da Amazônia.

Na banda com períodos de 8-32 dias, durante o período de estudo, o número de eventos significativos no sul da Amazônia e na Região Sul incrementam em relação aos observados na banda 32-64 dias. No Sudeste permanecem praticamente com o mesmo número. Nesta banda, destacam-se os eventos significativos observados na Região Sul

em 1982/83, 1986/87 e 1992, associados à fase negativa do fenômeno ENOS, e também o ano 1990. Nas outras duas sub-regiões também observam-se eventos significativos nesta banda durante os anos 1982/83 e 1986/87, com exceção de 1991/92 no sul da Amazônia. Por outro lado durante a fase positiva do fenômeno ENOS, em 1984/85 e 1988/89, observam-se eventos significativos no Sudeste e no sul da Amazônia. Em 1984/85 e 1988/89 ocorreu uma diminuição drástica do sinal no intervalo de 16 – 32 dias no Sul do Brasil.

Uma característica comum na análise das três sub-regiões nos períodos de 8-32 e de 32-64 dias é a natureza intermitente da atividade dos eventos. Em todo o período de estudo não existem oscilações sustentadas, ou oscilações constantes. Ao contrário, os sinais ocorrem em episódios curtos, isolados, com duração de meses e seu período central varia dentro das bandas.

Os eventos no período de 32 a 64 dias, que ocasionaram os maiores impactos na oscilação intrasazonal da precipitação, são observados durante os anos de 1990 e 1992 no Sudeste do Brasil e aparentemente influenciaram o ciclo anual. Também, observa-se uma redução drástica de eventos no período de 16 e 64 dias no sul da Amazônia a partir de 1991, possivelmente associado à ocorrência persistente de anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico Central e Oeste (fase quente do ENOS).

As oscilações de alta frequência mostram variabilidade sazonal e intrasazonal similar, centradas no verão no sul da Amazônia e no Sudeste. A partir de 1990, observa-se menor quantidade de eventos significativos no sul da Amazônia, refletindo-se nas escalas com períodos maiores, indicando uma redução da variabilidade intrasazonal, e conseqüentemente alterando a variabilidade interanual em relação aos anos anteriores. Na Região Sul, praticamente durante todas as estações do ano observam-se eventos significativos, mas destaca-se a modulação pela fase quente do ENOS (El Niño) em 1982/83 e 1986/87, quando ocorre intensa atividade nesta faixa de oscilação. Ressalta-se entretanto que no evento 1991/92 esta característica não foi observada. Na fase fria do ENOS (La Niña) ocorre o contrário, com poucos eventos significativos durante 1984/85 e 1988/89.

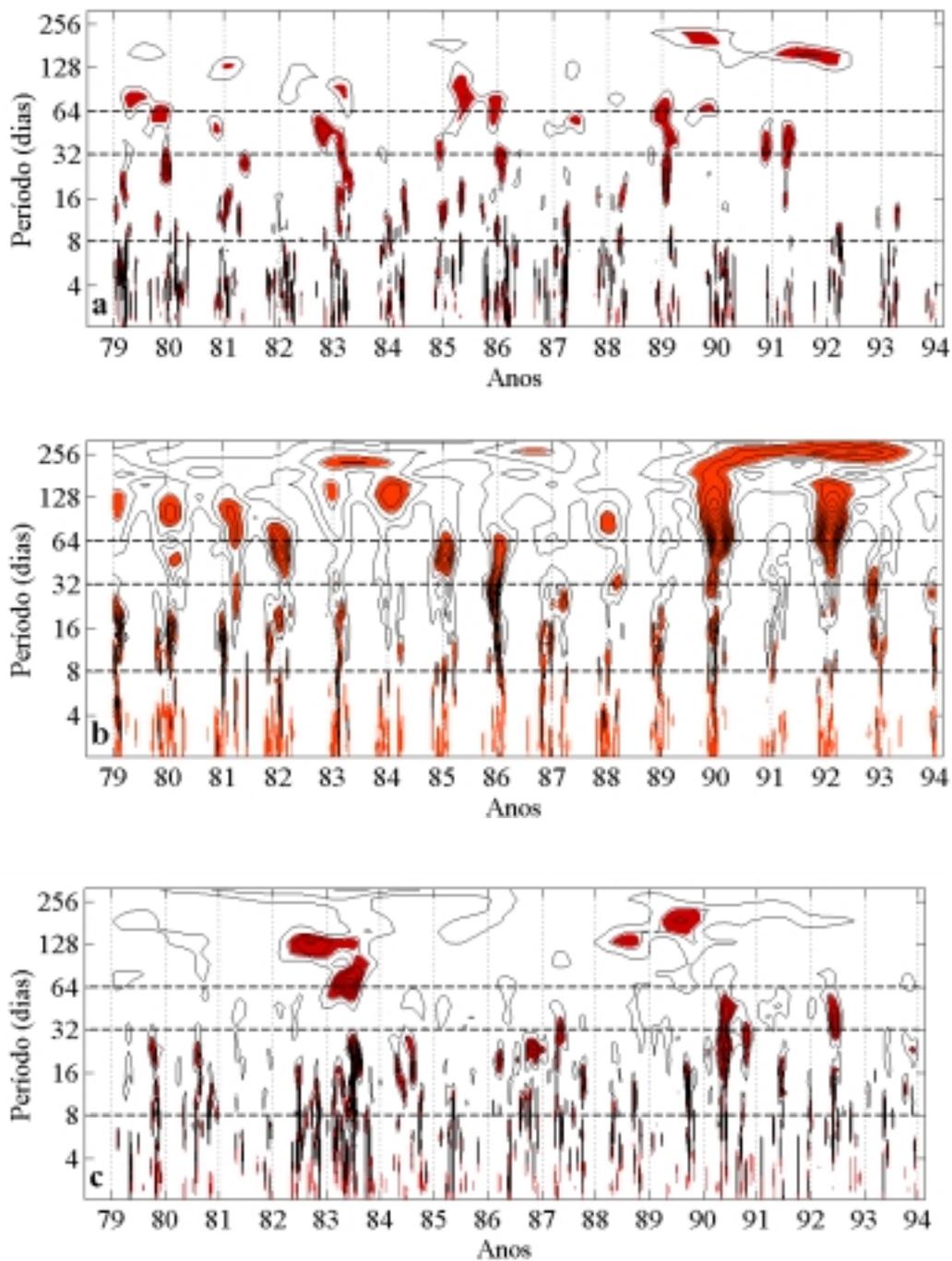


Fig. 4.1 – Espectro de Ondaleta de anomalias de precipitação diária (1979-1993). Sul da Amazônia (a), Região Sudeste do Brasil (b) e Região Sul do Brasil (c). Isolinhas a partir de 2 e intervalo de 2, exceto no Sudeste, com intervalo de 5. Áreas em vermelho indicam significância ao nível de 95%.

### 4.3 – ENERGIA ESPECTRAL DE ONDALETA DE 40 E 20 DIAS

Para um estudo mais detalhado das oscilações intrasazonais é necessário concentrar-se na energia de ondaleta com períodos de 20 e 40 dias, em função do tempo, das três sub-regiões escolhidas no item anterior. Estes períodos foram selecionados por serem representativos das oscilações de 10-30 e 30-60 dias, e também porque oscilações intrasazonais com períodos de 22-28 e 36-40 dias foram observados nas análises de ROL sobre a AS (Paegle et al., 2000). As análises de energia de ondaleta com períodos de 20 e 40 dias de anomalias de precipitação diária serão denominadas espectro de ondaleta de 20 e 40 dias, respectivamente.

A Figura 4.2a-c apresenta o espectro de ondaleta de 40 dias para as localidades do sul da Amazônia, do Sudeste e Sul do Brasil, respectivamente. Os três gráficos apresentam espectros com amplitudes relativamente diferentes e as flutuações nas três sub-regiões deste espectro não ocorrem sincronizadamente. As diferenças mais notáveis entre os espectros estão na intensidade das amplitudes significativas dos eventos, conforme observado nas análises de ondaleta do item anterior, caracterizando a variabilidade interanual desta oscilação e a forte modulação sazonal dos eventos na Região Sudeste.

Na oscilação de 40 dias destaca-se uma característica da variabilidade interanual, presente somente no espectro da Região Sudeste, onde o sinal parece agrupar-se em três grupos interanuais, com escalas de 2 a 4 anos. Cada um dos grupos está composto por alguns episódios de oscilação significativos, que na sua maioria sustentam-se pouco menos de meio ano. O primeiro grupo vai de 1980 a 1982, o segundo, de 1985 a 1986 e o terceiro, de 1990 a 1993. Cada grupo apresenta um evento por ano, centrado na estação de verão, devido à forte modulação sazonal.

Com respeito à variabilidade interanual relacionada com o ENOS, observou-se somente que durante a fase quente do ENOS, em 1983 (1992) o sinal da oscilação de 40 dias foi significativo no sul da Amazônia (Sudeste e Sul do Brasil). Em 1985, fase fria do ENOS, as amplitudes deste sinal no sul da Amazônia e do Sudeste foram significativas. O mesmo não ocorreu para a Região Sul. Isto indica que não existe uma modulação interanual forte das oscilações intrasazonais às fases do ENOS.

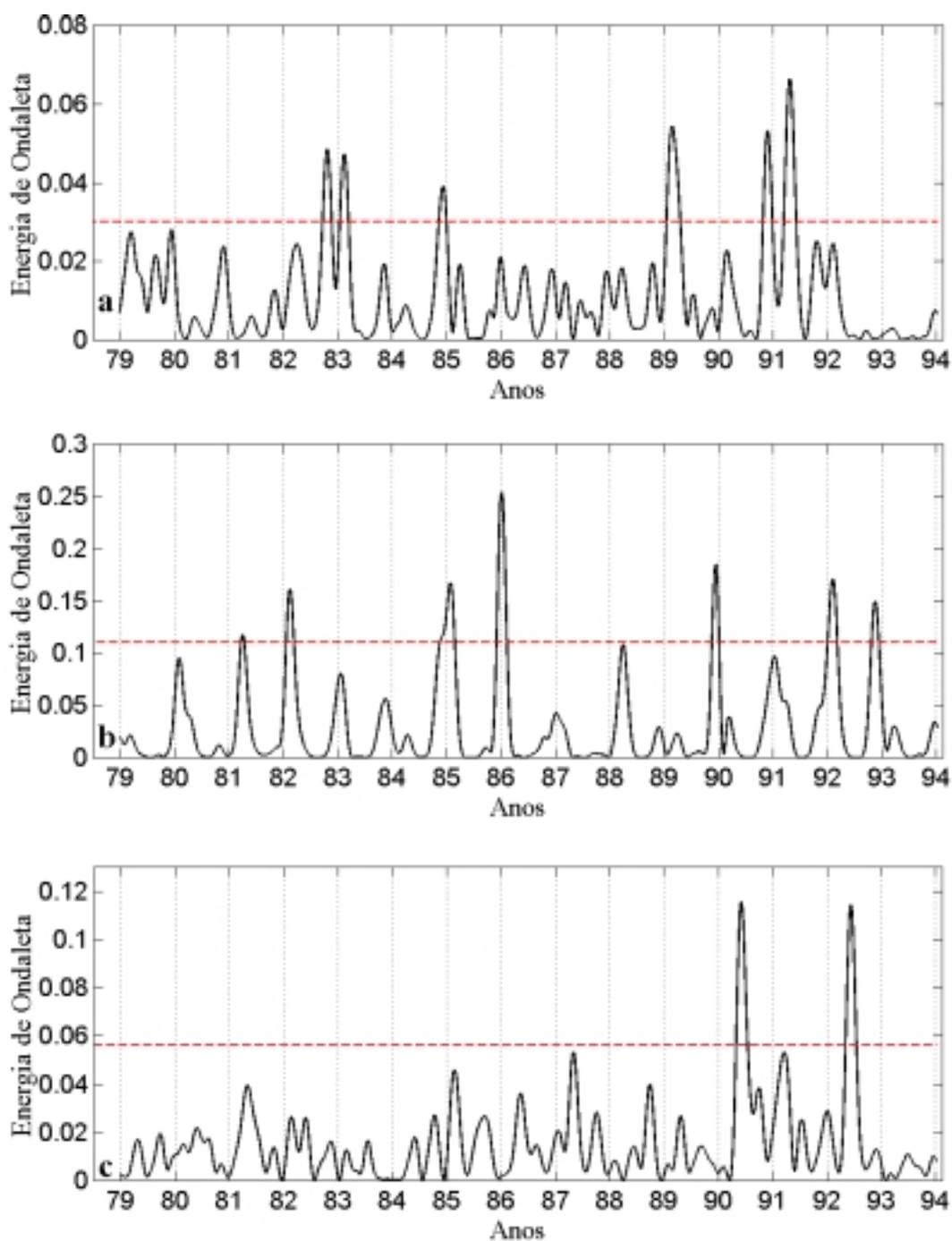


Fig. 4.2 – Energia de Ondaleta de 40 dias entre 1979 e 1993. Sul da Amazônia (a), Sudeste do Brasil (b) e Sul do Brasil (c). Linhas horizontais pontilhadas em vermelho indicam significância ao nível de 95%.

Estudos observacionais (Kousky e Kayano, 1994; Peagle et al., 2000) mostraram a ocorrência de períodos secos (úmidos) no Sul do Brasil (Sudeste do Brasil), como um padrão associado às oscilações intrasazonais, particularmente às de 30-60 dias. Nas análises de ondaleta (Fig. 4.2a-c), este padrão aparentemente não está presente. Em uma análise mais detalhada dos espectros da precipitação de 40 dias das regiões Sudeste e Sul do Brasil para o período 1990 a 1994 (Fig. 4.3) pode-se observar algumas características temporais da sua relação, tais como a intensa modulação sazonal, com ocorrência de eventos intensos no outono e primavera no Sudeste e eventos intensos no inverno na Região Sul, assim como a diferença das amplitudes.

Na fig. 4.3 observa-se que não existe sincronização entre as duas flutuações de 40 dias, existindo defasagens de diversos comprimentos, sendo que, na maioria dos casos, os eventos da região Sul ocorrem antes dos eventos da região Sudeste, particularmente entre os meses de primavera a outono, quando registram-se precipitações significativas sobre todo o Brasil. A defasagem entre os eventos da Região Sul e Sudeste ocorre em torno de 35 dias, como nos verões de 1990 e 1992 e no outono de 1993, a 90 dias, como na primavera de 1991. Em outros anos durante os meses de inverno observam-se eventos intensos somente na Região sul.

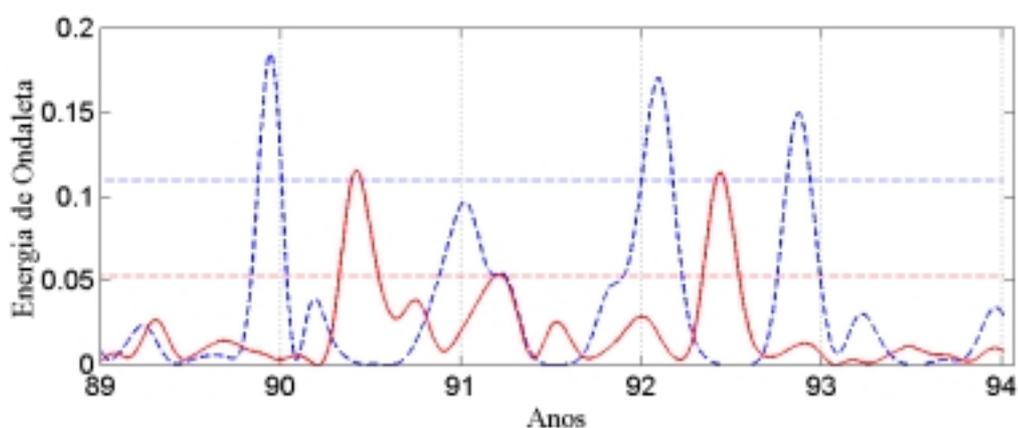


Fig. 4.3 – Energia de Ondaleta de 40 dias entre 1989 e 1993 das Regiões Sul (linha vermelha contínua) e Sudeste (linha azul tracejada). Linhas horizontais tracejadas indicam significância ao nível de 95%.

O espectro de ondaleta de 20 dias para o sul da Amazônia, Regiões Sudeste e Sul do Brasil (Fig. 4.4a-c) não segue as características observadas no espectro de 40 dias. Amplitudes significativas intensas, sem aparente coerência entre elas, são observadas nas três sub-regiões.

Os três grupos observados na oscilação de 40 dias no Sudeste parecem ser evidentes nesta faixa de 20 dias, porém cresceu o número de anos de cada grupo. Assim, o primeiro grupo cobre o período de 1979 a 1983, com até três eventos significativos durante cada ano. O segundo grupo, de 1985 a 1987, apresenta evento intenso em 1986 e o terceiro grupo abrange de 1989 a 1993, sendo que os eventos de 1991 não são significativos. As outras localidades não apresentam este padrão, sendo que os eventos significativos não se apresentam agrupados.

Verifica-se forte sazonalidade dos eventos desta oscilação (20 dias) na região Sudeste. No sul da Amazônia é ligeiramente menor e com tendência a ocorrerem centrados no verão, ao passo que no Sul ocorrem principalmente durante o outono e a primavera. As características de defasagem entre as flutuações de 20 dias do Sudeste e do Sul são similares às observadas na oscilação de 40 dias, porém a diferença entre a defasagem dos dias é aproximadamente a metade das observadas na oscilação de 40 dias.

#### **4.4 – ESTRUTURA ESPACIAL DA DENSIDADE DE ENERGIA**

A Transformada de Ondaleta é utilizada para pesquisar as características espaco-temporais da variabilidade da precipitação diária sobre o Brasil na alta frequência (< 10 dias) e variabilidade intrasazonal em duas escalas, 10-30 dias e 30-60 dias. A separação dos sinais nestas bandas de oscilação está sustentada na divisão das flutuações atmosféricas que apresentam características próprias como as oscilações inferiores a 10 dias, associadas aos distúrbios transientes (Berbery e Vera, 1996), flutuações com períodos de 10-30 dias e 30-60, utilizadas em estudos de oscilação intrasazonal (Kayano e Kousky, 1994; Madenn e Julian, 1994).

Escolheu-se a densidade de energia de ondaleta com período centrado em 5 dias como indicador da alta frequência para períodos inferiores a 10 dias, período de 20 e 40 dias

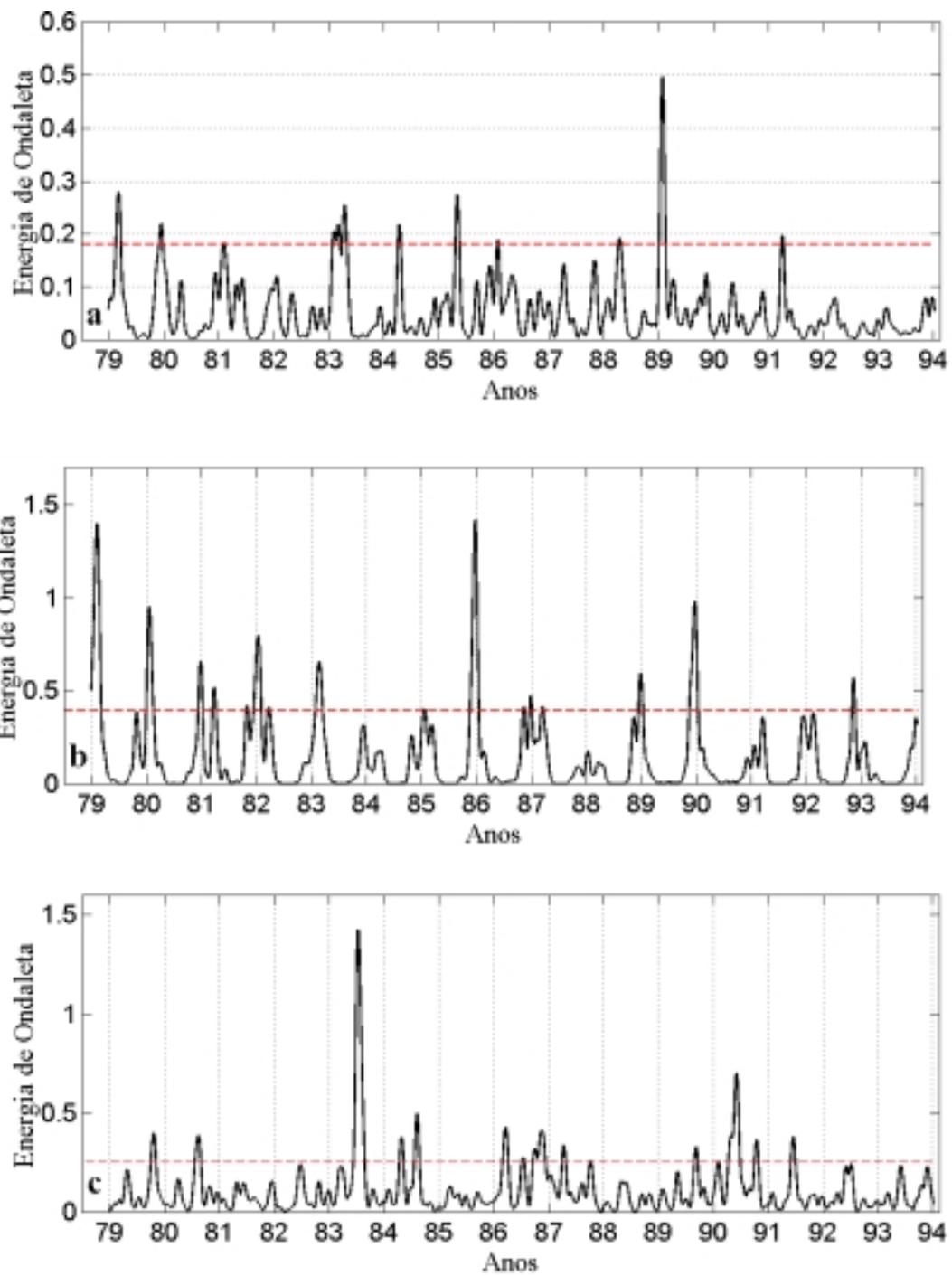


Fig. 4.4 – Idem à Fig. 4.2, mas para 20 dias.

como indicadores das oscilações intrasazonais de 10–30 e 30–60 dias, respectivamente. A distribuição espacial da variabilidade é apresentada como a média da densidade de energia de ondaleta para cada uma das frequências para as quatro estações do ano.

#### **4.4.1 – Alta frequência: 5 dias**

A Fig. 4.5a-d mostra a distribuição espacial da média da densidade de energia de ondaleta de 5 dias, escolhida para representar a alta frequência das anomalias de precipitação sobre o Brasil para as quatro estações do ano. Existe uma forte variação sazonal, sendo que no outono e no verão a atividade de alta frequência é muito mais intensa que nas outras duas estações do ano.

No início do período chuvoso (SON) observa-se um gradiente SW/NE do sinal, com valores mínimos sobre o Norte, Nordeste e norte do Sudeste (Fig. 4.5a). A maior atividade é observada no sudoeste da Amazônia e na Região Centro-oeste do Brasil. A direção do gradiente da densidade média é indicativa da atividade das frentes frias que atuam sobre o Brasil durante esta estação do ano.

No verão (Fig. 4.5b) é observada atividade desta oscilação muito intensa sobre quase todo o Brasil, centrada na Amazônia central (10°S - 58°W), indicando intensa atividade convectiva associada à alta persistência da precipitação diária registrada durante DJF, como observado no Capítulo 3. Alta atividade também é observada sobre uma pequena porção do Sudeste, ligeiramente abaixo da posição climatológica da ZCAS. Outra característica a ressaltar são os valores mínimos registrados sobre a Região Sul, indicando a baixa atividade dos transientes durante esta estação.

Na estação de outono é observada alta atividade concentrada em áreas isoladas sobre o norte do Nordeste, Norte e Amazônica (Fig. 4.5c). No resto do Brasil a oscilação de alta frequência nesta estação é praticamente nula. No inverno (JJA) esta oscilação concentra-se no Sul do Brasil e norte da Amazônia, onde climatologicamente as precipitações são máximas e apresentam alta probabilidade diária de ocorrência de precipitação ( Fig. 3.5c).

Observou-se que a localização e extensão das regiões ativas da oscilação de alta frequência variam de uma estação para outra. Também a distribuição espacial das oscilações de 5 dias apresenta intensa correlação direta com a distribuição espacial de probabilidade incondicional sazonal da precipitação diária. Destaca-se que esta análise é concordante com os resultados das análise de ondaleta levadas a cabo no item anterior, onde as flutuações de alta frequência sofrem forte modulação sazonal sobre o sul da Amazônia e no Sudeste. No Sul do Brasil estas oscilações estão presentes durante todo o ano devido à alta atividade frontal e ocorrência de ciclogênese (Gan e Rao, 1991).

#### **4.4.2 – Variabilidade intrasazonal: 20 dias**

A densidade média de energia de ondaleta de 20 dias das estações do ano são apresentadas na Fig. 4.6a-d. Cada estação apresenta diferente padrão espacial, com valores máximos durante o verão sobre a Região Sudeste.

Na distribuição espacial da primavera (SON) identificam-se três centros em latitudes ao sul de 10°S, com dimensões diferentes, nas quais a atividade da oscilação intrasazonal de 20 dias é intensa (Fig. 4.6a). Sobre a Região Sudeste a atividade abrange a maior área e é a mais intensa das três, provavelmente associada à ZCAS durante os meses desta estação do ano. Os outros dois centros localizam-se nas Regiões Centro-Oeste e Sul. Nota-se que não existe conexão entre os centros com intensa atividade, aparecendo como núcleos isolados de intensa atividade intrasazonal.

No verão (Fig. 4.6.b) observa-se um núcleo compacto, com intensa atividade centrada sobre o Sudeste (Estado de Minas Gerais), associado à ZCAS, abrangendo quase todo o Brasil, com exceção da região Sul e oeste da Amazônia. Este núcleo encontra-se na mesma localização da estrutura bipolar N/S das oscilações intrasazonais, obtida por Casarim e Kousky (1986). Também nesta região localiza-se a máxima variância de 10-30 dias obtida por Liebmann et al. (1998) em análise de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE). Em áreas isoladas sobre o Nordeste e Norte do Brasil, são observadas atividade da oscilação de 20 dias durante o outono (Fig. 4.6c). Em JJA (Fig. 4.6d) duas áreas isoladas, uma na região Sul e outra no norte da Amazônia apresentam baixa atividade.

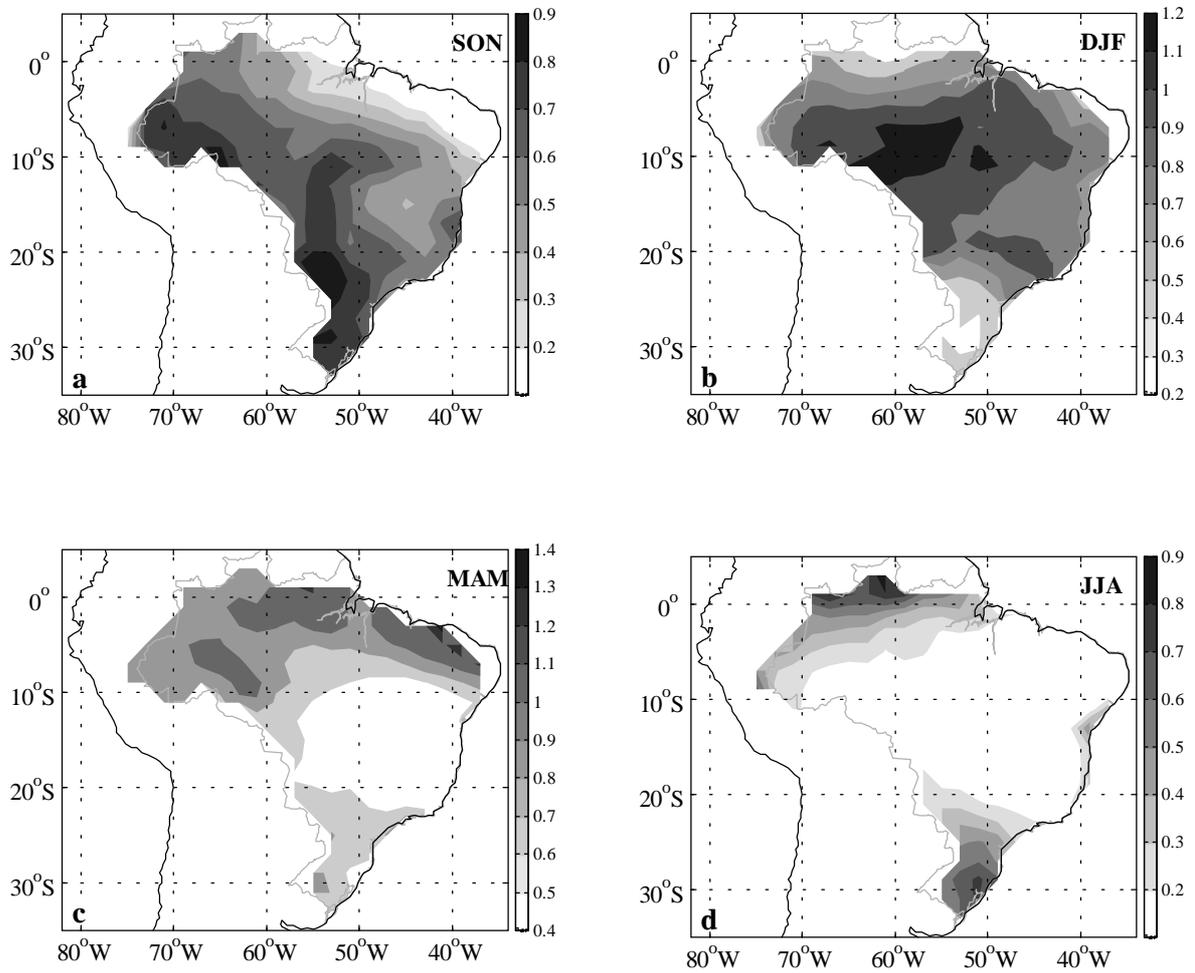


Fig. 4.5 – Distribuição espacial da densidade de energia de ondaleta de anomalias de precipitação sobre o Brasil (tons de cinza) para oscilação de alta frequência (5 dias). Primavera (a), verão (b), outono (c) e inverno (d).

Padrões intrasazonais de oscilação, com períodos de 20 dias e amplitude de anomalias semelhantes, ao longo da costa leste do Brasil, características das oscilações intrasazonais como as determinadas por Peagle et al. (2000) e outros pesquisadores, são mais freqüentes durante os meses de primavera uma vez que existem indícios de que densidade média de energia de Ondaleta, tanto no Sudeste quanto no Sul, não difere em intensidade, dando lugar ao padrão de anomalias polarizadas N/S de igual intensidade.

#### **4.4.3 – Variabilidade intrasazonal: 40 dias**

A distribuição espacial da densidade média de energia de ondaleta de 40 dias, representativa da oscilação intrasazonal 30–60 dias, é apresentada na Fig. 4.7 a-d. A distribuição espacial exibe intensa atividade desta oscilação concentrada ao longo do leste do Brasil, particularmente durante as estações da primavera (SON) e verão (DJF), coerente com estudos anteriores (Kousky e Kayano, 1994; Grimm e Silva Dias, 1995; Paegle et al., 2000). Valores máximos são observados no extremo norte (sul) do Brasil durante as estações de outono (inverno) (Fig. 4.7). Entre setembro e fevereiro a oscilação de 40 dias é similar à oscilação de 20 dias, sendo muita intensa sobre a Região Sudeste e sul do Nordeste (Fig. 4.7a,b), confirmando a análise de ondaleta da Região Sudeste.

Nas regiões central e oeste da Amazônia a média da densidade de energia da ondaleta da oscilação de 40 dias e de 20 dias são baixas, em todas estações do ano. A distribuição espacial da oscilação de 40 dias não parece indicar um padrão bipolar N/S, entre o Sudeste e o Sul do Brasil (Fig. 4.7a, c), como observado nas anomalias de ROLE, presente em estudos anteriores relacionados com a oscilação 30-60 dias (Paegle et al., 2000). Isto, em parte pode ser explicado pela sazonalidade dos eventos, sendo que na maioria destas oscilações a amplitude da energia durante o verão (inverno) é menor (maior) no Sul que no Sudeste (Fig. 4.3), relacionada ao período chuvoso destas regiões, além do fato de que a oscilação 30–60 parece explicar a maior parte da variabilidade em escalas inferiores ao período de 128 dias no Sudeste. No entanto, no Sul as flutuações de alta freqüência, menores de 16 dias, são as que explicam a maior parte da variância, como observado nas análises de ondaletas (Fig. 4.1c).

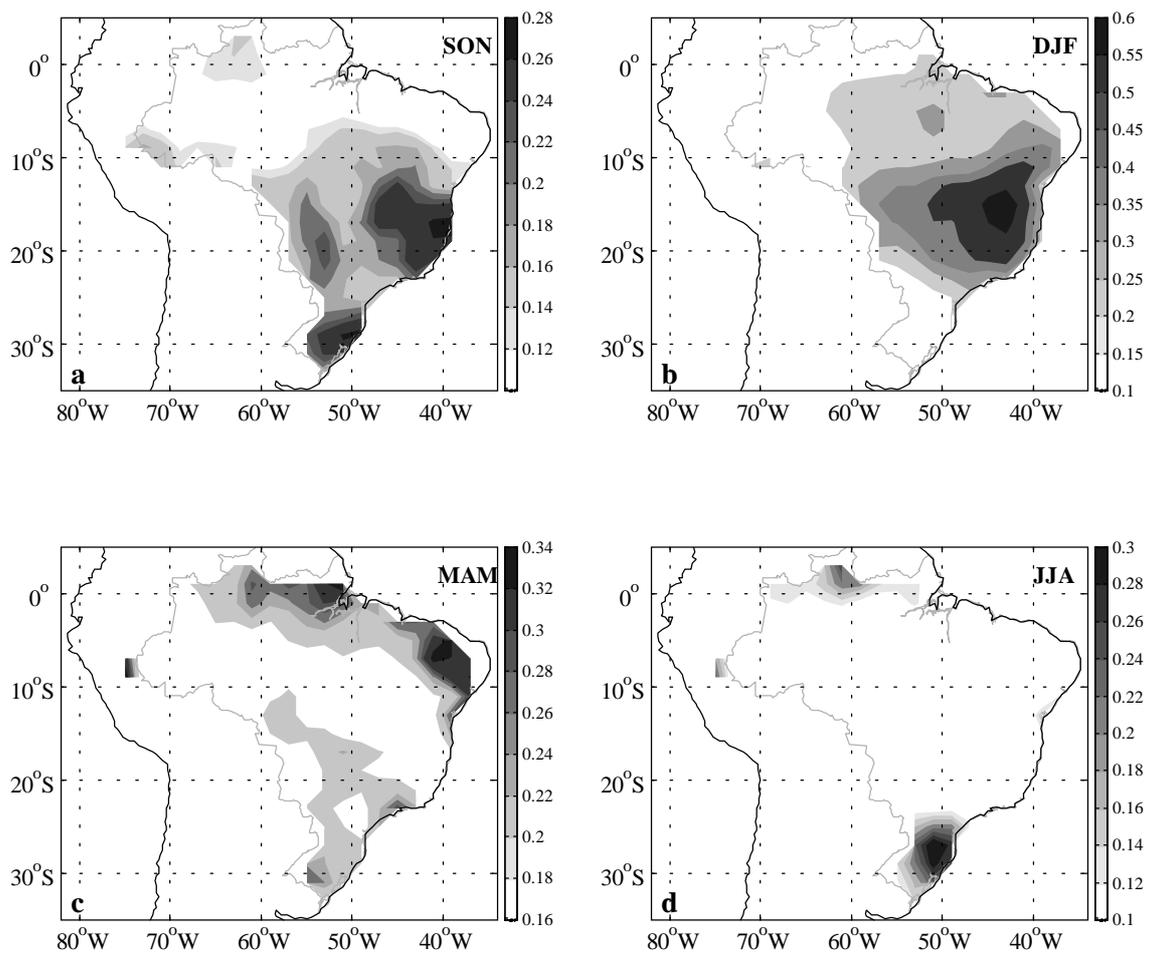


Fig. 4.6 – Idem à Fig. 4.5, mas para oscilações intrasazonais de 20 dias.

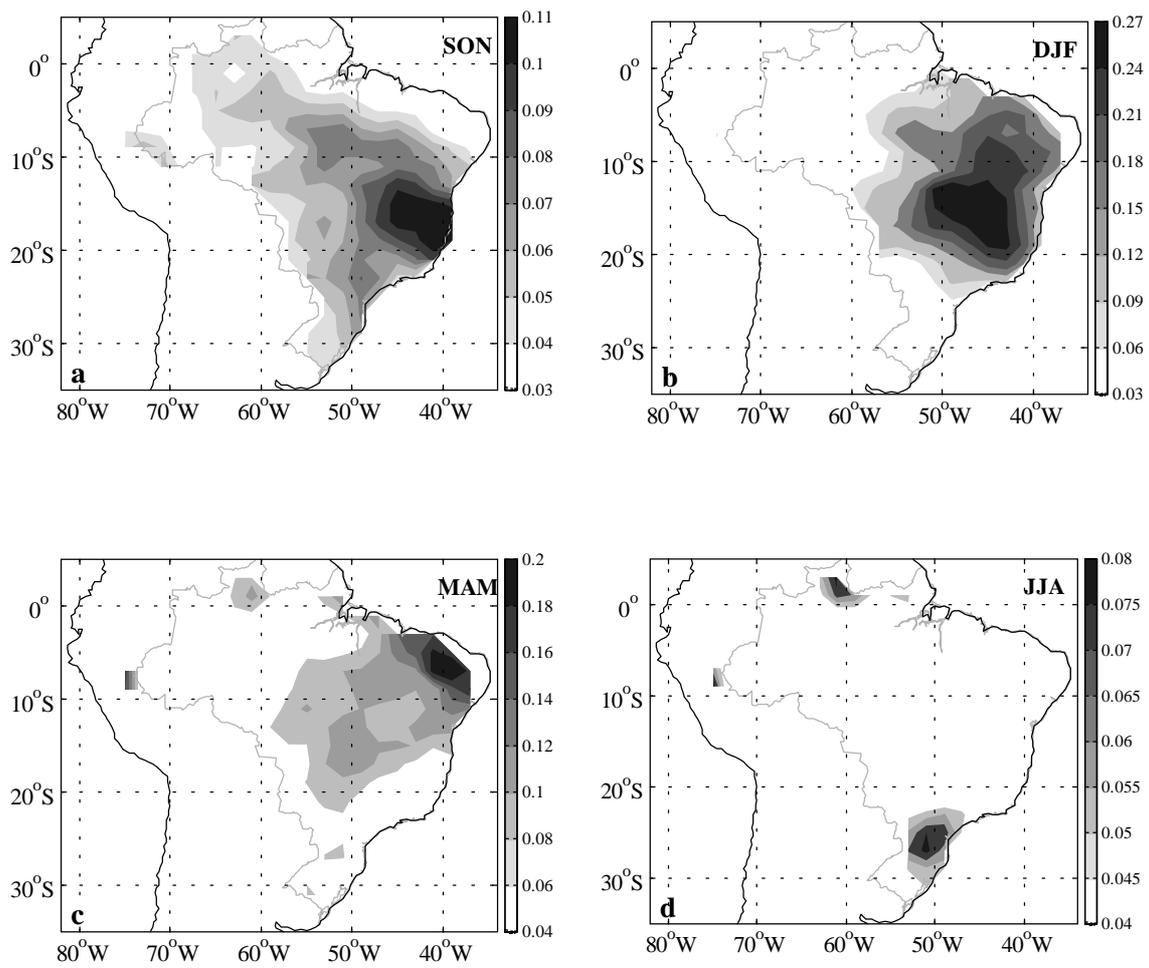


Fig. 4.7 – Idem à Fig. 4.5, mas para oscilações intrasazonais de 40 dias.

#### 4.4 – RESUMO DO CAPÍTULO

A Análise de Ondaleta das séries da precipitação diária do sul da Amazônia, Sudeste e Sul do Brasil contém sinal significativo nas diferentes escalas de oscilação, de 2 a 64 dias, mostrando característica de não estacionaridade e intermitência, determinando com bastante precisão o início e fim de cada um dos eventos. Os sinais apresentam conexões entre baixas e altas frequências, indicando influências nos dois sentidos e interação dinâmica desde escalas sinóticas até escalas sazonais.

As oscilações de alta frequência apresentam alta variabilidade sazonal, sendo que durante a primavera e verão as amplitudes são intensas sobre todo o Brasil. No sul da Amazônia registram-se os valores máximos de densidade de ondaleta, associados com a intensa convecção diurna. Destaca-se a diminuição da intensidade das oscilações em todos os períodos a partir de 1991 sobre o Sul da Amazônia, possivelmente devido à modificação da circulação de grande escala, associada à persistência de anomalias positivas da TSM sobre o Pacífico Central (fase quente do ENOS), durante estes anos.

Verificou-se que no lado leste do Brasil a amplitude das oscilações intrasazonais com períodos de 10–30 e 30–60 dias é máxima, mais especificamente sobre a Região Sudeste durante os meses de primavera a outono, consistente com estudos anteriores (Grimm e Dias, 1995; Kousky e Kayano, 1994; Paegle et al., 2000). Na Região Sul a atividade destas oscilações está presente durante todo o ano, sendo máxima de outono à primavera.

No Sudeste do Brasil foram encontrados grupos de 2 a 5 anos de oscilações intrasazonais significativas, provavelmente associados às oscilações intrasazonais significativas de escala global. Verifica-se que esta região apresenta maior potencial quanto ao monitoramento destas oscilações devido à amplitude dos eventos, podendo esta ser utilizada com fins de prognóstico de longo prazo.

A oscilação de 20 dias parece estar mais fortemente modulada pelas oscilações de alta frequência que as de 40 dias. Estas características são coerentes com o determinado por Paegle et al. (2000), onde as ondas estacionárias estão associadas às oscilações em torno

dos 40 dias e ondas próximas a 20 dias estão associadas às que se deslocam das altas latitudes em direção nordeste ao longo do leste do Brasil.

Cabe mencionar que entre o Sudeste e o Sul existe defasagem entre os eventos das oscilações de 20 (40) dias em períodos de 15 a 30 (30 – 90) dias, particularmente entre a primavera e o outono, verificando-se o padrão Sudeste seco e Sul úmido ou vice-versa. A amplitude dos eventos é menor no Sul e maior no Sudeste.

A modulação da oscilação 32-64 dias pelo ENOS não é muito clara no Sul, Sudeste e sul da Amazônia. Para oscilações inferiores a 32 dias a Região Sul apresenta eventos contrastantes durante as duas fases do ENOS, com eventos intensos (fracos) durante a fase quente (fria). Já nas outras duas sub-regiões não se observam diferenças contrastantes entre as fases do ENOS.

A aplicação da análise de ondaleta levantou algumas questões interessantes em relação à atividade das oscilações nas diversas escalas estudadas aqui. Assim, o uso de séries longas poderá produzir evidências da dinâmica da interação entre as oscilações intrasazonais da precipitação e eventos interanuais de grande escala, como o fenômeno ENOS, com muito mais clareza. A habilidade da Análise de Ondaleta para mostrar o início e evolução das oscilações poderá suprir informações importantes a respeito da dinâmica associada com cada um dos processos e também servir como ferramenta para prognósticos de médio e longo prazo.



## **CAPÍTULO 5**

### **OSCILAÇÕES QUASE-PERIÓDICAS DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

#### **5.1 - INTRODUÇÃO**

A variabilidade espaço-temporal da precipitação é caracterizada por padrões espaciais coerentes e persistentes, resultado da complexa interação entre fenômenos atmosféricos, em um amplo espectro temporal, com as características geográficas próprias da região. Normalmente estes padrões no domínio da frequência não têm interpretações simples.

Dentro do espectro da variabilidade atmosférica existe uma ampla gama de oscilações, produto dos mecanismos da dinâmica linear e não linear do sistema atmosférico. Estas oscilações manifestam-se nas variações atmosféricas de alta e média frequência, gerando as flutuações do tempo e são a base do clima.

Neste Capítulo são determinados os padrões espaço-temporal dominantes da variabilidade da precipitação em escala interanual e sazonal sobre a AS e o Brasil, respectivamente. Nesta análise utiliza-se a técnica da Decomposição dos Valores Singulares Complexa (DVSC) das séries temporais de precipitação mensal (diária) da AS (do Brasil). Ambas as séries são suficientemente longas, de tal modo que consigam resolver marginalmente sinais oscilatórios espaço-temporais na escala anual e intrasazonal.

#### **5.2 - PADRÕES INTERANUAIS**

A partir do espectro da Variância Fracionária Local (VFL) e da evolução temporal do primeiro modo da DVSC da precipitação mensal (1951-1990), obteve-se as oscilações quase-periódicas, em escala interanual. Inicialmente, calculou-se os espectros da VFL dos primeiros modos da DVSC, para diversas faixas latitudinais da AS, com intervalo de 10°. As análises destes espectros mostraram que os picos em torno dos períodos de 3,5 e 5 anos persistem e são significativos na maioria das faixas latitudinais. Também

observou-se oscilações quase-bienal e quase-decadal com picos significativos nas faixas latitudinais de 5°N - 5°S e a de 25°S - 35°S.

O espectro da VFL da precipitação sobre a AS (Fig. 5.1) revela uma clara e significativa banda de variabilidade interanual, com frequências de  $f = 0,32$  ciclos/ano (~3 anos) a  $f = 0,17$  ciclos/ano (~5,8 anos); similar ao período característico de variabilidade de 2 a 8 anos do ENOS (Rassmusson e Carpenter, 1982). Este fato indica a modulação da precipitação sobre a AS em escala interanual pelo fenômeno ENOS.

As frequências significativas (nível de confiança > 95%) variam de  $f = 0,31$  ciclos/ano (~3,2 anos) a  $f = 0,24$  ciclos/ano (~4,1 anos), com pico proeminente em  $f = 0,27$  ciclos/ano (~3,7 anos) significativa ao nível de 99%. Um segundo pico em  $f = 0,2$  ciclos/ano (~5 anos) apresenta significância ao nível de 95%. A presença destes dois picos é consistente com a noção de bandas distintas de atuação do ENOS, denominadas como faixas de baixa e alta frequência (Keppenne e Ghill, 1992; Dickey et al., 1992). Em muitos casos o pico espectral do ENOS aparece subdividido em picos de 2 - 3 anos, quase bienal, e 3 - 8 anos, baixa frequência (Barnett, 1991). Por outro lado, picos intensos ao redor de 3,8 e 5 anos são mostrados nas análises da Transformada de Fourier Progressiva da TSM do Niño1 e Niño4 e IOS realizadas por Brassington (1997).

Venegas et al. (1996) em análise conjunta da TSM e PNM do Atlântico Sul no domínio temporal, determinaram um pico significativo ao redor de 5 anos, associado com o deslocamento da ZCIT e do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul. Sperber e Hameed (1993) identificaram um período de 3,6 anos na TSM do Atlântico Tropical Norte, o qual é argüido como sendo uma das escalas nas quais a Circulação de Walker interage com a circulação do Atlântico Tropical e modula a trajetória da ZCIT sobre o Atlântico. Também foi identificada uma onda Circumpolar Antártica com período de 4-5 anos, transmitindo anomalias climáticas sobre o Oceano Atlântico Sul (Peterson e White, 1997).

O espectro evolutivo da VFL da precipitação sobre a AS (Fig. 5.2), baseado em séries centradas de 180 meses (15 anos), mostra sinais com significância acima de 90%, na banda de 2 a 7 anos entre 1957,5 e 1983,5. De fato entre 1957 e 1970 predominam as

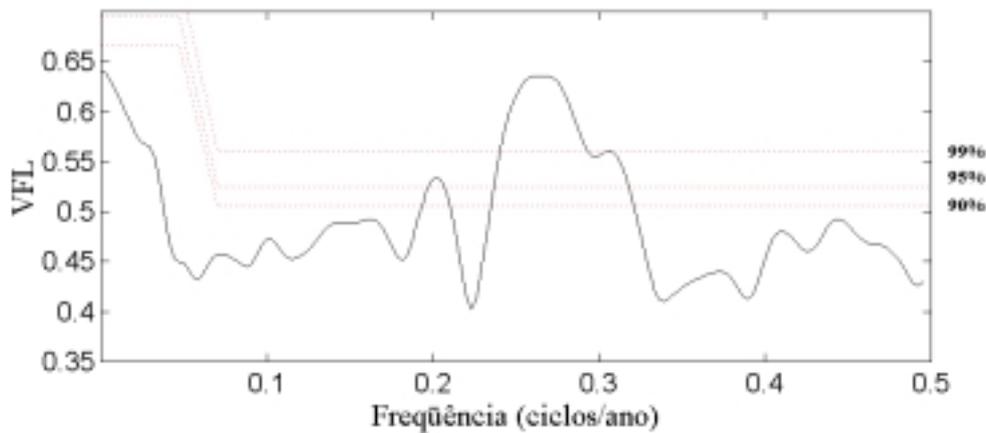


Fig. 5.1 - Espectro da VFL da variância do primeiro modo da DVSC da precipitação mensal. Os limites de confiança de 90%, 95% e 99% (linhas horizontais pontilhadas) foram obtidos através do procedimento de "Bootstrap" (Efron, 1990).

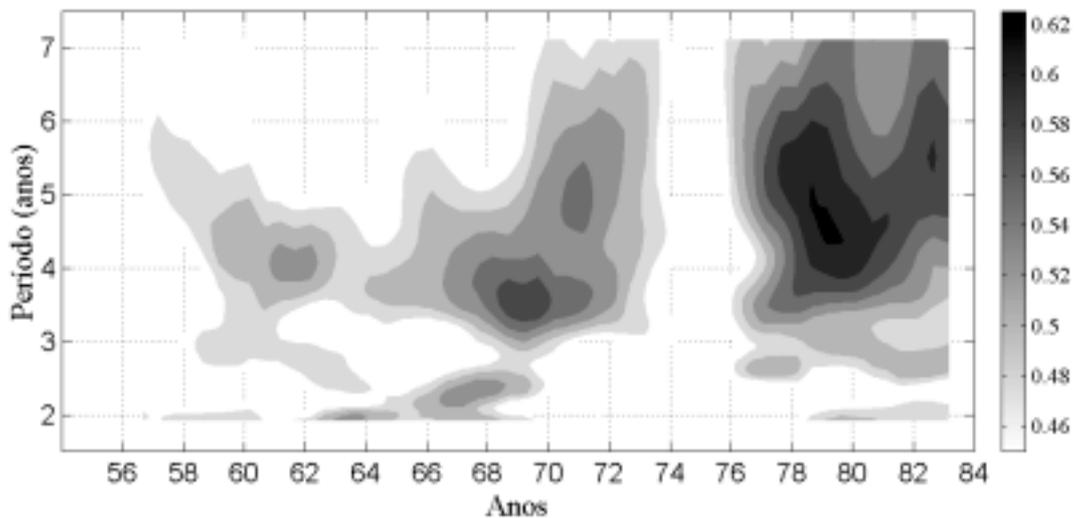


Fig. 5.2 - Espectro evolutivo da precipitação sobre AS baseado na análise do primeiro modo da DVSC. São mostrados somente os espectros da VFL da variância com confiança acima de 90%. Utilizaram-se séries centradas de 180 meses (15 anos).

oscilações na banda de 3 e 5 anos, com picos intensos durante 1962 e 1969-1971. No início dos anos 70 a faixa de oscilação muda, predominando uma faixa com período de 3 a 7 anos, com picos intensos de 5 anos em 1971, de 4 -6 anos entre 1978-81 e de 5,5 anos em 1983. Em 1975 e 1976 não se observa nenhum sinal significativo.

As características observadas na faixa com período de 3 a 7 anos na evolução espectral da precipitação são coerentes com as determinadas na análise de ondaleta da TSM do Niño3 (Torrence e Compo, 1998; Kestin et al., 1998). Igualmente, as análises espectrais da TSM do Niño3 e IOS, realizadas por Kestin et al. (1998), utilizando os métodos de Transformada de Fourier e de Prony apresentam características similares ao espectro evolutivo da precipitação sobre a AS. Brassington (1997) indica que os sinais da TSM do Niño4 e IOS são mais intensos no período de 5 anos nas séries centradas entre 1978-1982 e para períodos de 25 anos, justamente quando se observam valores máximos no espectro evolutivo da precipitação sobre a AS.

Em resumo, o ENOS resulta ser o principal responsável pela variabilidade interanual da precipitação da AS. Sua atuação pode ser direta, através de mudanças na circulação geral da atmosfera que modulam os sistemas que produzem precipitação sobre AS ou indireta, através de teleconexões via Oceano Atlântico. A banda de 3-4 anos e o pico de 5 anos parecem evidenciar dois processos diferentes de resposta à TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico.

A Fig. 5.3 mostra o envelope dos sinais significativos com período de 3,7 (para o período de 3 - 4 anos) e 5 anos da precipitação sobre a AS, determinados a partir do espectro da VFL do primeiro modo da DVSC. As amplitudes das séries são representadas em unidades relativas à VFL da variância explicada para cada uma das frequências:  $f = 0,27$  e  $f = 0,20$  ciclos/ano.

O ciclo de 3,7 anos não mostra variação na amplitude durante todo o período de estudo (Fig. 5.3). Por outro lado, a amplitude da série de 5 anos ajusta-se bem com a análise evolutiva, apresentando amplitudes maiores durante os anos de 1964 - 1973, sendo que a partir de 1983 as amplitudes aumentam continuamente. Durante estes períodos as fases positivas do ENOS predominaram (Trenberth, 1997), como é indicado na parte

superior da Fig. 5.3. Nos anos em que a análise evolutiva não mostra períodos significativos a amplitude deste ciclo é mínima.

Pode-se obter uma idéia do impacto do ENOS na variabilidade da precipitação sobre a AS com a soma dos sinais de 3,7 e 5 anos, mostrado na Fig. 5.3, como oscilação 3,7+5. Por exemplo, entre 1964-73 a amplitude de 5 anos é intensa e em 1968 entra em fase com o ciclo de 3,7 (coincide nos valores mínimos), resultando em um incremento notável da oscilação 3,7+5 entre 1965 e 1970, com um impacto intenso do ENOS na precipitação da AS. A partir de 1980 observa-se uma acentuação do impacto do sinal de 5 anos, associado às fases positivas intensas do ENOS, porém modificadas ligeiramente pelo ciclo de 3,7 anos, dando lugar a oscilação 3,7+5, com períodos de 6 - 7 anos.

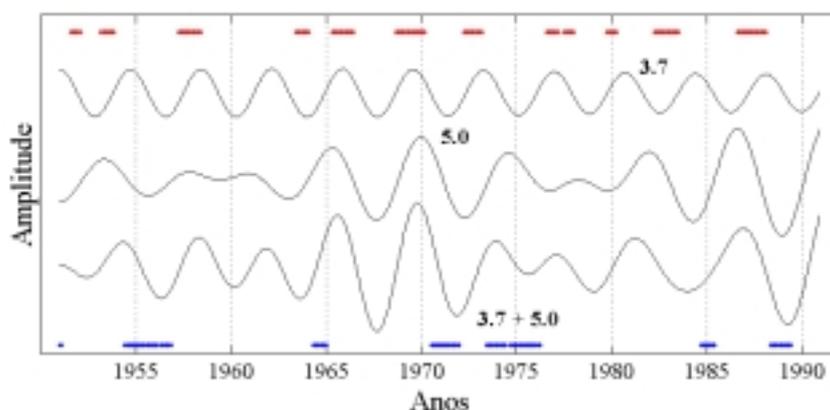


Fig. 5.3 - Envelope da série temporal dos ciclos de 3,7 anos, 5 anos e 3,7 + 5 anos. Ocorrência de eventos quentes (frios) do ENOS são apresentados por círculos na parte superior (inferior) do gráfico, segundo Trenberth (1997).

Nas duas subseções subseqüentes são descritos os padrões espaciais da reconstrução da precipitação sobre a AS para as frequências dominantes ( $f = 0,27$  ciclos/ano e  $f = 0,2$  ciclos/ano). A evolução dos padrões espaciais da metade do ciclo “quase” perfeito é mostrado em uma seqüência de  $45^\circ$ , dando um comprimento de 5,6 meses (7,5 meses) para o ciclo de 3,7 anos (5 anos). Uma vez que o sinal é cíclico, a fase inicial (definida como fase  $0^\circ$ ) é arbitrária. Decidiu-se iniciar ambos ciclos a partir do período onde as

precipitações são máximas sobre a Região Sul do Brasil, fase quente do ENOS (Ropelewski e Halpert, 1987; Aceituno, 1988; Grimm et al., 1998), tomando como base o posto pluviométrico localizado em 29°76' S 57°13' W.

### 5.2.1 - Ciclo de 3,7 anos

A evolução dos padrões espaciais das anomalias da precipitação sobre a AS com pico proeminente em  $f = 0,27$  ciclos/ano (3,7 anos) da oscilação interanual são apresentados na Fig. 5.4 a-d. As anomalias de precipitação sobre a AS aparecem como bandas com orientação NW/SE, aparentemente relacionando as anomalias E-W, ao longo da região equatorial da AS (Obregon e Nobre, 1992; Maruyama et al., 2000), com as anomalias polarizadas N/S entre o Nordeste e Sul do Brasil (Ropelewski e Halpert, 1987; Aceituno, 1988). Este padrão, mais que simples padrões isolados de dipolo, com anomalias polarizadas entre as regiões Sul e Nordeste do Brasil e entre Leste e Oeste da Amazônia, comporta uma banda compacta NW/SE de anomalias de precipitação sobre a AS.

Na fase 0° (Fig. 5.4a) observa-se a distribuição típica das anomalias de precipitação sobre a AS durante a fase madura da fase quente do ENOS (Nobre e Oliveira, 1986; Aceituno, 1988), onde observam-se máximas anomalias, tanto positivas sobre o Sul do Brasil, determinadas *a priori*, quanto negativas sobre o norte do Nordeste. As anomalias positivas da Região Sul do Brasil e países adjacentes estendem-se para o extremo noroeste da Amazônia, onde observa-se um pequeno núcleo. As anomalias negativas abrangem todo o Nordeste e Norte do Brasil. Sobre a região da ZCAS as anomalias são praticamente nulas.

Paulatinamente as anomalias tanto positivas quanto negativas enfraquecem-se ao passarem da fase 0° à fase 45° (Fig. 5.4b). A área de anomalias negativas diminui latitudinalmente. As anomalias positivas parecem insinuar uma fraca ZCAS, como extensão das anomalias positivas do Sul e Sudeste para o noroeste da Amazônia. Prosseguindo com o ciclo, as anomalias sobre o Nordeste e Norte do Brasil desaparecem, a ZCAS mostra-se evidente e aparecem anomalias negativas fracas sobre o Uruguai e sul da Região Sul do Brasil (Fig. 5.4c).

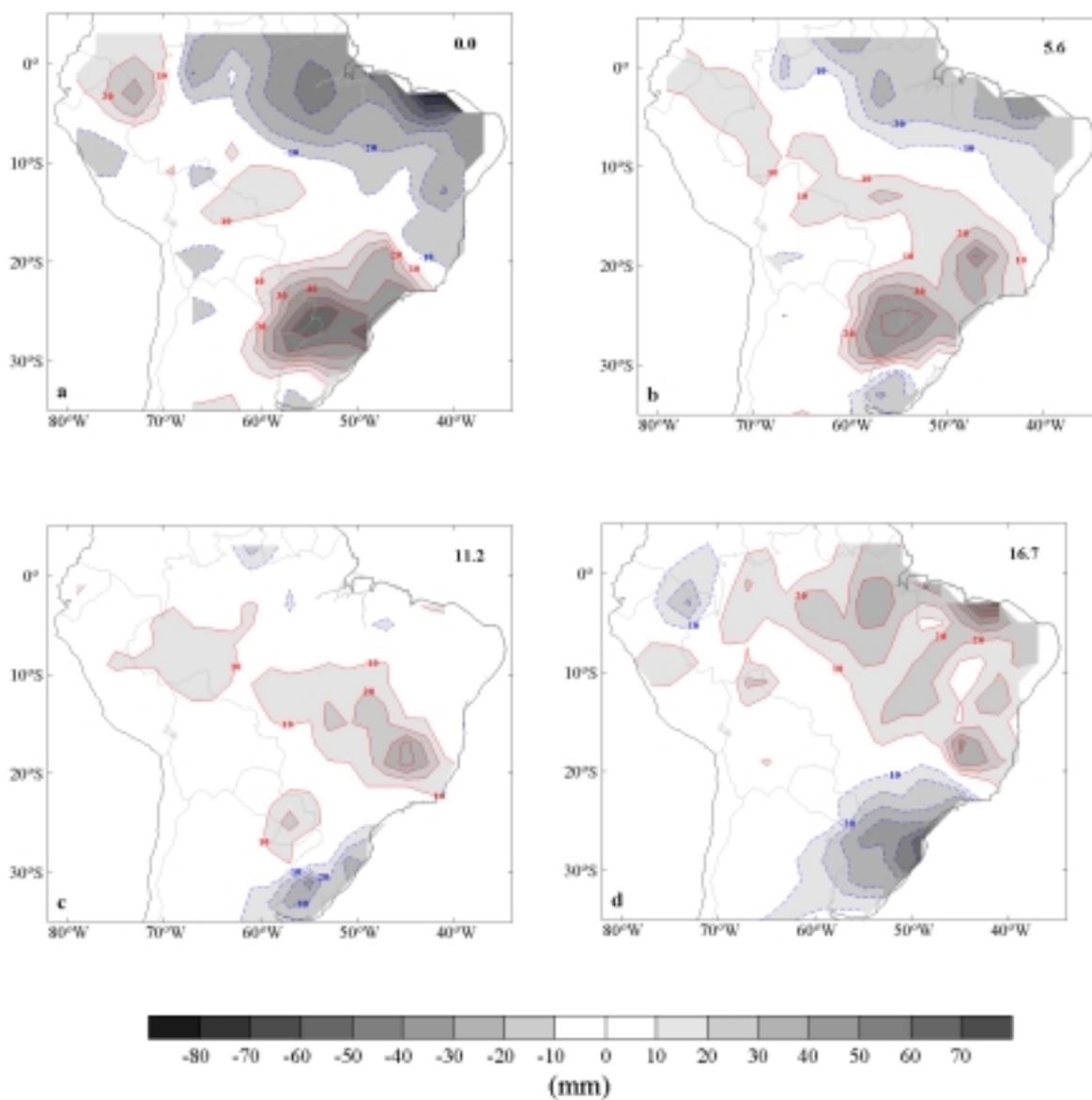


Fig. 5.4 - Padrão espacial das anomalias da precipitação associado com o ciclo de 3,7 anos (tons de cinza). Mostra-se a metade do ciclo dividido em 4 fases de 45°. 0° (a), 45° (b), 90° (c), 135° (d). O mês de ocorrência da fase é indicado no extremo superior direito da figura. Isolinha vermelha contínua (azul tracejada) indica anomalia positiva (negativa) da precipitação.

Em torno da fase  $135^\circ$ , (Fig. 5.4d) as anomalias negativas do Sul do Brasil intensificam-se, abrangendo todo o Sul do Brasil e parte do Sudeste. Anomalias positivas estendem-se do norte do Sudeste, passando pelo Nordeste até o norte da Amazônia, aparentando uma ZCAS fraca e deslocada para o norte da sua posição climatológica.

### 5.2.2 - Ciclo de 5 anos

O pico espectral centrado no período de 5 anos, significativo ao nível de 95%, identifica um período de oscilação interanual, separado do amplo espectro da precipitação sobre a AS. A Fig. 5.5 a-d mostra a evolução dos padrões espaciais associados com a metade do ciclo de 5 anos ( $f = 0,2$  ciclos/ano). Além da intensidade das anomalias dos padrões deste ciclo ser menor que as do ciclo com período de 3,7 anos, existem diferenças substanciais entre ambos os ciclos.

O padrão espacial da fase  $0^\circ$  da oscilação com período de 5 anos (Fig. 5.5a) mostra dois núcleos independentes de anomalias positivas máximas de precipitação sobre a AS. Um sobre o Sul e Sudeste do Brasil, mais fraco que a do início do ciclo de 3,7 anos, e outro muito intenso sobre o extremo noroeste da Amazônia. Ambos os núcleos positivos estão separados por anomalias negativas fracas que fazem parte da extensão de anomalias negativas que cobrem quase todo o resto da AS, com um núcleo de valores mínimos centrados no Norte do Brasil e outro sobre o norte da Argentina.

Na fase  $45^\circ$  (Fig. 5.5b), as anomalias positivas da região Sul do Brasil enfraquecem e as anomalias positivas do extremo noroeste da Amazônia intensificam-se e estendem-se na direção SE, aparentemente formando a ZCAS com pouca atividade convectiva e ligeiramente abaixo da sua posição climatológica (Ver Fig. 3.3a). Ao mesmo tempo as anomalias negativas intensificam-se, com valores mínimos sobre todo o estado do Pará, porém abrangendo menor área de atuação.

Em torno de 15 meses (fase  $90^\circ$ ), as anomalias negativas enfraqueceram em relação à fase anterior, restringindo-se ao Nordeste e parte leste da Amazônia, e aparece um pequeno núcleo com anomalias negativas no Sul do Brasil (Fig. 5.5c). As anomalias positivas observadas na Região Sul na fase anterior, deslocaram-se ligeiramente para

oeste e juntamente com as anomalias do Sudeste e do oeste da Amazônia, que conservam sua dimensão e intensidade, mantêm uma banda de anomalias, aparentemente associada a uma fraca ZCAS. Na fase seguinte (Fig. 5.5 d), aparecem anomalias negativas fracas sobre o Uruguai e Sul do Brasil e anomalias positivas dispersas sobre todo o resto do domínio, aparentemente sem nenhuma conexão entre elas.

Durante a fase quente do ENOS, as intensas anomalias da Região Sul e países vizinhos devem-se em grande parte ao incremento da ocorrência de ciclogêneses no sul da AS (Gan e Rao, 1991), associado à intensificação do jato subtropical sobre latitudes médias do Hemisfério Sul (Rasmusson, 1984). Anomalias na circulação extratropical através da propagação de ondas (teleconexões) também ocorrem, através dos padrões de propagação de ondas dos trópicos aos extratropicais do Hemisfério Sul esquematizados por Karoly (1989).

No início do ciclo na escala de 3,7 anos parece que as anomalias de precipitação sobre a Região Sul e países vizinhos são mais intensas que aquelas ligadas ao ciclo de 5 anos, indicando que existe maior atividade frontal durante estes anos.

As anomalias observadas sobre o Nordeste e Amazônia são freqüentes durante os eventos ENOS, devidas principalmente ao deslocamento da Circulação Walker para leste (Kousky et al., 1984 e Oort e Yienger, 1996). Embora estatisticamente as teleconexões entre o Nordeste e o IOS não sejam intensas (Chu, 1991), estas anomalias podem ser melhor explicadas em termos da circulação do Atlântico tropical (Moura e Shukla, 1981; Enfield, 1996; Nobre e Shukla, 1996), embora estes padrões possam ser parte da manifestação em escala planetária do ENOS, através de teleconexões do Atlântico Norte. Por outro lado, grande parte da variância da precipitação sobre a Amazônia é explicada pelo ENOS (Obregon e Nobre, 1990; Marengo, 1992; Matsuyama et al., 2000). Durante a fase quente dos eventos ENOS observam-se anomalias positivas (negativas) no oeste da Amazônia (leste).

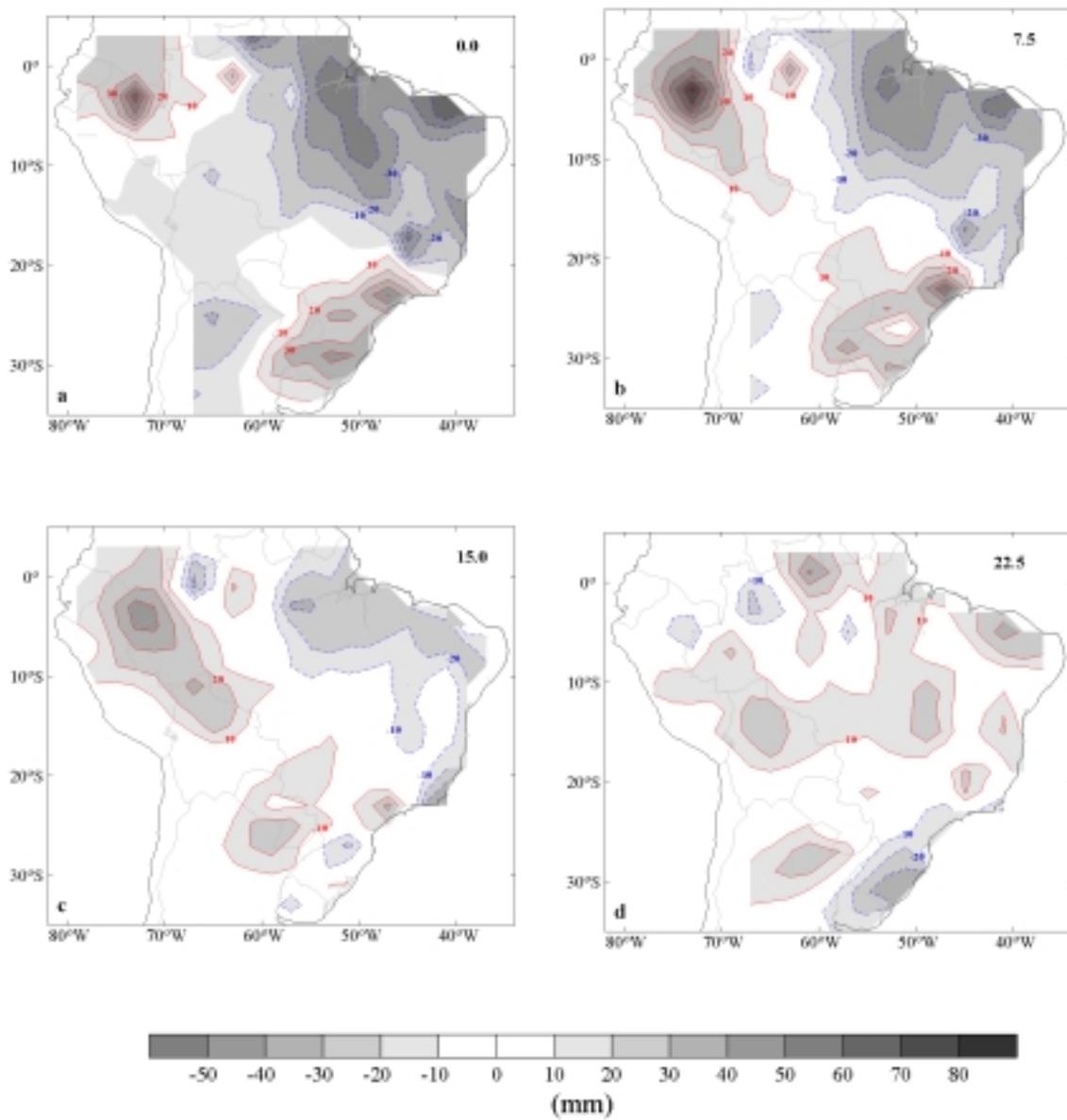


Fig. 5.5 – Idem à Fig. 5.4, mas para o ciclo de 5 anos.

As características da TSM do Atlântico tropical Norte parecem ser predominantes na configuração do ciclo com período de 3,7 anos, uma vez que nesta escala a circulação Walker parece modular a trajetória da ZCIT sobre o Atlântico (Sperber e Hammeed, 1993). Assim, durante as máximas anomalias positivas da TSM, a posição da ZCIT deve estar mais afastada latitudinalmente da AS e espera-se que, na fase com anomalias negativas de TSM, a ZCIT alcance sua posição latitudinal mais ao sul.

A oscilação de 5 anos também parece estar associada ao deslocamento da ZCIT, porém forçada principalmente pelas condições da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), conforme observaram Venegas et al. (1996). Nesta condição a amplitude do deslocamento da ZCIT possivelmente seja maior que durante o ciclo de 3,7, facilitada pela interação entre a ASAS e oceano, resultando em padrões de anomalias de TSM mais favoráveis para a atuação da ZCIT.

### **5.3 - PADRÕES INTRASAZONAIS**

O espectro da VFL do primeiro modo da DVSC para frequências menores que  $f = 0,2$  (período maiores de 5 dias) determinado a partir das precipitações diárias do Brasil (1979-1993) é mostrado na Fig. 5.6. O espectro da VFL da precipitação sobre o Brasil exibe picos significativos, superpostos a um processo de ruído vermelho básico. Além do ciclo anual e semi-anual, destacam-se oscilações intrasazonais em frequências notáveis da variabilidade da dinâmica atmosférica global.

Picos significativos acima de 90% são observados, isoladamente ou como parte de alguma banda de oscilação, em torno das frequências  $f = 0,178$  ciclos/dia (5,6 dias),  $f = 1,47$  ciclos/dia (6,8 dias),  $f = 0,04$  ciclos/dia (~23 dias),  $f = 0,042$  ciclos/dia (25 dias),  $f = 0,029$  ciclos/dia (~34 dias), e na banda de frequências de  $f = 0,022$  ciclos/dia (~45 dias) a  $f = 0,0125$  ciclos/dia (~80 dias).

Os picos com períodos menores que 10 dias são resultado da atividade convectiva produzida pelos sistemas transientes que atuam sobre a AS. Os períodos de 23 e 25 dias são coerentes com o encontrado por Peagle et al. (2000) na análise da ROLE. O período de 34 dias possivelmente é um pico da oscilação intrasazonal própria da precipitação

durante o período de análise. Já a banda de 45 – 80 dias faz parte da conhecida oscilação 30-60 dias, em um intervalo maior.

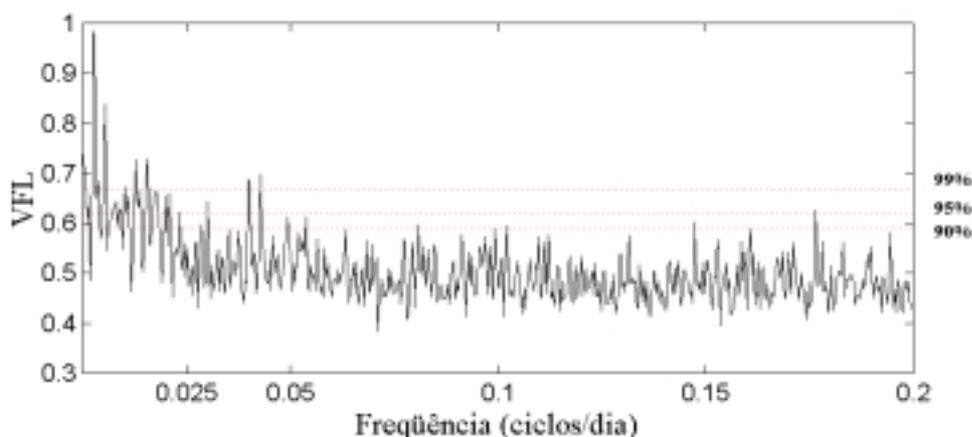


Fig. 5.6 – Idem à Fig. 5.1, mas para a precipitação diária sobre o Brasil.

A Fig. 5.7 mostra o espectro evolutivo de VFL da precipitação diária do Brasil de 1979 a 1993, baseadas em séries centradas de 240 dias (~8 meses). A ocorrência de eventos muito ativos, dispersos em diferentes períodos no plano tempo – período, mostra grande extensão para períodos maiores indicando a característica intrínseca da natureza de ruído vermelho das séries de precipitação. Em razão desta característica é difícil delimitar claramente as oscilações em determinadas frequências de flutuação, podendo ser interpretada como uma interdependência, que existe entre os diversos períodos. Isto também foi ressaltado nas análises de ondaleta das três sub-regiões efetuada nos itens 6.1 e 6.2. Como nas análises de ondaletas, este espectro será dividido em três períodos: menores que 8 dias, entre 8 e 32 dias e de 32 a 62 dias.

Na alta frequência,  $f > 0,125$  ciclos/dia (período  $< 8$  dias), os eventos significativos são mais frequentes durante os meses de inverno, sendo que este resultado não foi observado nas análises de ondaleta do sul da Amazônia e no Sudeste do Brasil nas mesmas frequências, onde os eventos significativos são centrados nos meses de verão. Esta discrepância pode ser explicada pelo fato de no Sul da Amazônia e no Sudeste as

precipitações ocorreram predominantemente durante o verão, sendo que no inverno a precipitação nestes lugares é muito pequena, e a análise evolutiva engloba os eventos que ocorrem em todo o Brasil, onde há regiões em que ocorre precipitação nos meses de inverno (ver Fig. 3.4, 3.5, 3.6 e 3.7).

Para períodos maiores de 8 dias, a maior intensidade dos eventos é observada entre os meses de primavera a outono, porém, nos períodos de 8 a 16 dias, existe um predomínio de eventos centrados nos meses de inverno, característica observada na alta frequência (períodos < 8 dias).

Na faixa de 8 e 32 dias os eventos significativos são mais intensos que os da faixa de alta frequência. Em 1980, 1986, 1987, 1990 e 1992 estas oscilações são intensas e representam em forma integrada as flutuações da precipitação sobre a AS. Os eventos destes anos também foram observados nas análises de ondaletas, porém não necessariamente nas três sub-regiões. No sul da Amazônia em 1990 e 1992 não se observou os eventos significativos. Por outro lado, em 1983 na Região Sul e no sul da Amazônia eventos significativos com período de 8 a 32 dias não aparecem nesta análise evolutiva.

Eventos com intensa atividade na banda espectral entre 32-64 dias podem ser observados nos anos de 1980, 1981, 1983, 1985, 1986, 1990 e 1992. Este resultado, ainda que sem muita precisão na delimitação temporal, apresenta as características de forma integrada dos eventos significativos que ocorreram na AS e são observados nas análises de ondaleta das localidades do sul da Amazônia, Sudeste e Sul. Deste modo fica caracterizada temporalmente a conhecida oscilação com período de 30 - 60 dias da precipitação sobre a AS.

Durante a fase quente do ENOS (Niño) entre o verão e outono de 1979/80, 1982/83 e 1991/92, observam-se sinais muito intensos nas faixas de 16 a 32 e de 32-64 dias e no ano 1986/87 o sinal aparece somente na faixa de 16 a 32 dias. Isto é coerente com a análise de ondaleta do Capítulo anterior, uma vez que nas três sub-regiões observou-se sinais significativos de flutuações nas faixas de 16 a 32 ou de 32 a 64 dias, com exceção do ano 1980, na região Sul e 1992, na Amazônia. Na fase fria do ENOS (Niña) em

1984/85 observa-se intenso sinal na faixa de 32 a 64 dias, e em 1988/89 não se observa nenhum sinal. Este confirma que o impacto sobre a AS do evento de 1985 foi mais intenso e abrangeu maior área que o de 1988/89, como observado na Análise de ondaleta do Sudeste e sul da Amazônia. Ressalta-se que na análise de ondaleta da precipitação da Região Sul foi observado fraco sinal para todos os períodos durante estes dois anos.

Na análise espectral evolutiva da VFL da precipitação diária sobre o Brasil (Fig. 5.7) os picos significativos com período de 23 e 25 dias, observado na análise espectral da precipitação diária do Brasil (Fig. 5.6), provavelmente são resposta da intensa oscilação observada entre 1986, 1987 e 1992. O pico de 33 dias possivelmente resulta da persistente presença de oscilações de curto período em torno deste pico durante quase todo o período de estudo.

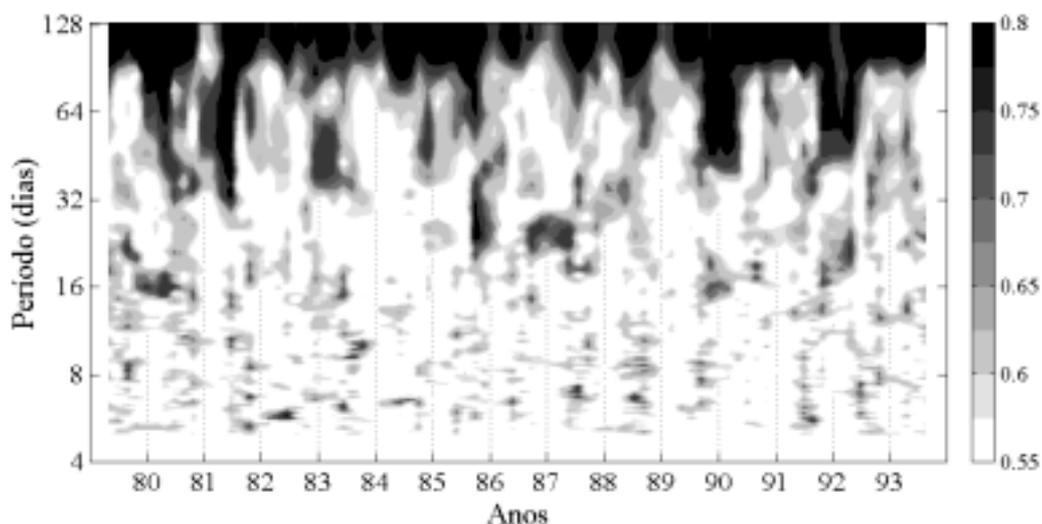


Fig. 5.7 – Idem à Fig. 5.2, mas para a precipitação diária sobre Brasil. Utilizaram-se séries centradas de 240 dias (~ 8 meses).

Além disso, da mesma maneira que a análise de ondaleta realizada no Capítulo anterior, a análise evolutiva mostra a possibilidade de separar as oscilações intrasazonais de precipitação diária do Brasil e é realizada em três faixas de oscilação, sendo que esta

análise tem a vantagem de apresentar as oscilações das variáveis em estudo de uma forma integrada sobre todo o domínio, mas sem uma delimitação clara da evolução temporal.

A fim de estudar os padrões espaciais das flutuações intrasazonais dominantes da precipitação diária do Brasil, levou-se a cabo os cálculos dos padrões espaciais das oscilações intrasazonais de 10 - 30 dias e 30 - 60 dias, calculadas a partir das frequências centradas para cada oscilação:  $f = 0,05$  ciclos/ano (20 dias) e  $f = 0,025$  ciclos/ano (40 dias).

A escolha de  $f = 0,05$  ciclos/dia, além de ser a frequência central da oscilação 10 - 30 dias, justifica-se pelo fato de observar-se com bastante frequência oscilações significativas de curta duração, em torno do período de 20 dias (Fig. 5.7). Da mesma forma, a frequência  $f = 0,025$  ciclos/dia (40 dias) é a mais representativa da oscilação 30 - 60 dias, uma vez que a maioria dos picos desta faixa são observados no período de 40 dias (Fig. 5.7). Deve ser lembrado que a evolução dos padrões espaciais é estudada por metade de seu ciclo “quase perfeito”, em cinco etapas, sendo que o primeiro padrão pertence a  $0^\circ$  e é exatamente oposto ao quinto padrão  $180^\circ$ , em uma seqüência de  $45^\circ$ .

O início deste ciclo é arbitrário, tendo como condição a ocorrência das máximas precipitações sobre a Região Sudeste, associada à ZCAS, tomando como base o ponto de grade localizado em  $15^\circ\text{S}$  e  $45^\circ\text{W}$ , sendo um ponto que apresenta alta variabilidade das oscilações 20 dias e 40 dias nas Análises de Ondaleta do Capítulo anterior.

### **5.3.1 - Ciclo de 20 dias**

Os padrões espaciais da oscilação 10-30 dias foram calculados a partir do período de 20 dias ( $f = 0,05$  ciclos/dia), uma vez que se observa com bastante frequência oscilações significativas de duração relativamente curta, ao redor deste período, além de ser o centro da faixa de oscilação (Fig. 5.7).

Na Fig. 5.8a-d mostra-se o padrão espacial da oscilação de 20 dias para cada  $45^\circ$  ( $\sim 2,5$  dias) das anomalias da precipitação diária do Brasil. As principais características são: 1)

as máximas precipitações estão restritas ao norte da Região Sul e Sudeste do Brasil, na posição climatólogica da ZCAS, coerentes com as amplitudes da oscilação de 22 dias determinadas nas análises de ROLE (Peagle et al., 2000); 2) no Sul da Amazônia e no extremo oeste da Amazônia, onde a precipitação anual é máxima, a amplitude das anomalias de precipitação é praticamente nula, indicando que a amplitude desta oscilação é mínima nestes lugares; 3) a orientação das anomalias NW/SE provavelmente indica uma propagação em direção NE, modulado pela atuação dos sistemas transientes, com os quais apresenta forte associação, como revelada nas análises de ondaletas.

No padrão da fase  $0^\circ$ , observam-se as máximas anomalias positivas sobre o Sudeste, associadas com intensa atividade convectiva da ZCAS, caracterizada por uma banda NW/SE deste o Sudeste até a Amazônia Central, e um núcleo com anomalias negativas sobre o norte da Região Sul e parte do Sudeste do Brasil. Isto configura o conhecido dipolo seca/chuva associado à oscilação intrasazonal em torno de 22 dias (Paegle et al., 2000), inicialmente detectado por Casarin e Kousky (1986).

Os núcleos de anomalias máximas persistem na fase  $45^\circ$ , mas apresentam enfraquecimento e diminuição da área de atuação, particularmente as anomalias positivas (Fig. 5.8b). Posteriormente na fase  $90^\circ$  (Fig. 5.8c) ocorre uma mudança rápida dos padrões de anomalias, com anomalias negativas intensas sobre quase todo o Brasil, particularmente sobre a Amazônia, com exceção das Regiões Nordeste e Sul, caracterizando a ZCAS como inativa.

Na fase  $135^\circ$  (Fig. 5.8d) as anomalias negativas intensificam-se e há um aumento na sua área de atuação, abrangendo uma faixa NW/SE sobre quase todo o Brasil. Na Região Sul intensificam-se as anomalias positivas. A metade do ciclo de 20 dias fecha-se com um padrão inverso ao da fase  $0^\circ$ , caracterizando a fase inativa da ZCAS, e precipitações muito intensas sobre a Região Sul do Brasil, que aparentemente estendem-se ao sul e oeste da Amazônia.

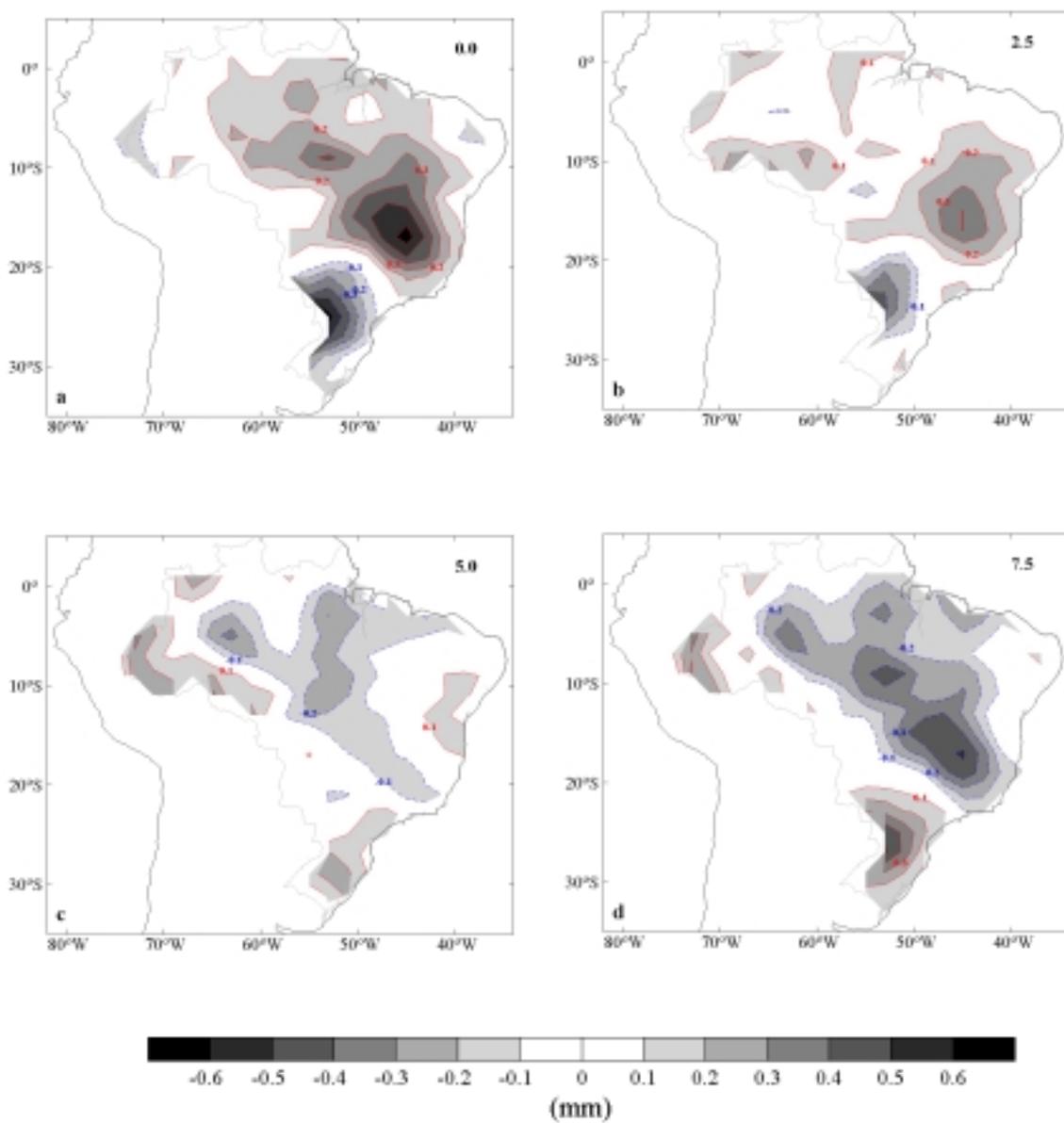


Fig. 5.8 – Idem à Fig. 5.4, mas para oscilações de 20 dias.

### **5.3.2 - Ciclo de 40 dias**

O período de 40 dias, representativo das oscilações intrasazonais de 30-60 dias das precipitações diárias sobre o Brasil apresenta padrão espacial de anomalias (Fig. 5.9a-d) diferente das características observadas na oscilação de 20 dias (Fig. 5.8a-d). Enfatiza-se que o ponto de grade base do cálculo desta oscilação é o mesmo da oscilação de 20 dias. O ciclo apresenta-se com defasagem de 45°.

Na fase 0° as anomalias da precipitação positivas são máximas na região da ZCAS e abrangem as regiões ao norte de 18°S e a leste de 60° W, com valores máximos sobre a região central do Brasil (Fig. 5.9a). As anomalias negativas restringem-se à Região Sul e parte do Sudeste, com um padrão latitudinal N/S, diferente do observado na oscilação de 20 dias. Estas anomalias paulatinamente vão enfraquecendo, conservando suas dimensões na fase 45° (Fig.5.9b).

Da fase 45° para a fase 90°, os padrões de anomalias N/S desaparecem e observam-se fracas anomalias negativas sobre toda a Amazônia (Fig. 5.9c). Posteriormente, as anomalias negativas intensificam-se e expandem-se na direção leste (Fig. 5.9 d), abarcando praticamente a mesma área que a observada na fase 0°, ao mesmo tempo que anomalias positivas surgem sobre grande parte da Região Sul.

## **5.4 – RESUMO DO CAPÍTULO**

As oscilações quase periódicas da precipitação sobre a AS detectadas na escala interanual correspondem a dois tipos de oscilações com períodos de 3,7 e 5,0 anos, provavelmente com dinâmica distinta, associados ao ENOS. A oscilação de 3,7 apresenta amplitude constante durante o período de estudo e a amplitude da oscilação de 5 anos varia ao longo dos anos, sendo máxima entre 1964 e 1973 e a partir de 1983. Ambas as oscilações entram em fase em 1964, modificando a intensidade do ENOS entre 1964 até 1974.

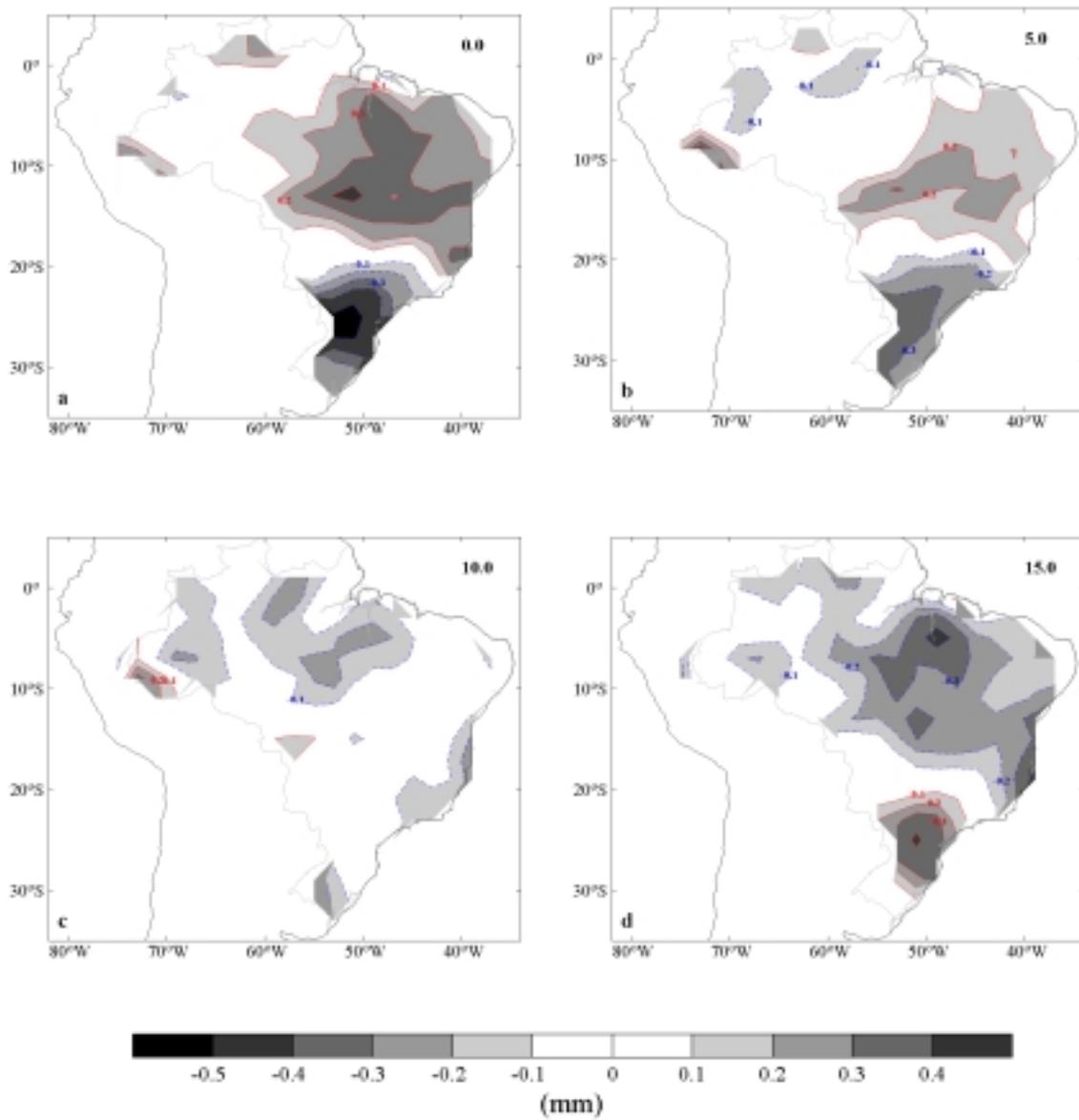


Fig. 5.9 – Idem à Fig. 5.4, mas para oscilações de 40 dias.

Os ciclos de 3,7 e 5,0 anos apresentam características observadas na distribuição espacial das anomalias de precipitação observados em trabalhos anteriores (Nobre e Oliveira, 1986; Aceituno, 1988). Porém a diferença encontra-se no padrão de anomalias negativas do ciclo de 3,7 anos sobre o Nordeste e Norte que é menos intenso que ao do ciclo de 5,0 anos. No Sul do Brasil e vizinhanças acontece o contrário.

As anomalias sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil parecem estar associadas com as flutuações da ZCIT, moduladas pela distribuição de TSM do Atlântico Norte (Sperber e Hameed, 1993) em resposta à Circulação Walker, sendo que as anomalias observadas no ciclo de 5 anos, mais intensas e abrangentes que as de 3,7 anos, possivelmente são reforçadas pela oscilação do ASAS (Venegas et al., 1996).

As características da precipitação diária do Brasil mostram que as oscilações intrasazonais entre 16 e 64 dias são evidentes durante a fase negativa do ENOS. Já na fase positiva somente o ano de 1984/85 mostra eventos significativos na faixa 32 a 64 dias. Porém estes resultados não indicam que durante as fases do ENOS as oscilações intrasazonais apresentem padrão predominante, desde que não são distintos de outros anos.

Os padrões espaciais das oscilações intrasazonais de 20 dias apresentam altos valores nas Regiões Sudeste e norte do Sul do Brasil, provavelmente associadas às oscilações de alta frequência, como as verificadas nas análise de ondaleta, e pela configuração seguida SW/NE, similar às trajetórias das perturbações sinóticas. Por outro lado, as oscilações de 40 dias mostram padrões N/S, com máximos localizados sobre as regiões central e sul do Brasil, indicando certa estacionariedade associada a padrões de escala global, independente das dinâmica dos períodos menores. Este resultado é reforçado pela análise de Paegle et al. (2000), que associam as oscilações de 22-28 dias a ondas que se deslocam para nordeste ao longo da costa leste do Brasil, enquanto que as oscilações de 40-48 estão associados à onda estacionária número um.

## CAPÍTULO 6

### TENDÊNCIA DE LONGO PRAZO DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL

#### 6.1 - INTRODUÇÃO

Neste Capítulo é realizada a análise estatística das tendências lineares e mudanças climáticas, para obter-se parâmetros confiáveis de tendência climática e mudanças temporais da precipitação sobre AS, com o intuito de ajudar a interpretar variações climáticas de menor escala temporal e espacial (regional a escala sinótica), levando-se em conta que na maioria das análises nestas escalas parte-se de pressupostos de estacionariedade em escalas temporais mais longas, o que nem sempre é o caso.

Os parâmetros determinados poderão indicar se a tendência linear das séries pluviométricas está associada a mudanças graduais induzidas pelas atividades do homem, resultantes do aquecimento global ou são parte da variabilidade normal hidrológica da AS. Também, mudanças climáticas de longo período indicarão a existência ou não da resposta da precipitação sobre a AS às mudanças da TSM do Pacífico em escalas interdecadais (Zhang et al., 1997), e qual a intensidade destas.

#### 6.2 TENDÊNCIA LINEAR E MUDANÇA CLIMÁTICA: SÉRIES ANUAIS

Através de análises estatísticas não paramétricas determinou-se a tendência linear e a mudança climática da precipitação anual, com o objetivo de se detectar e avaliar possíveis tendências do clima da AS, bem como determinar a extensão e intensidade de provável mudança climática na precipitação, associada à mudança da TSM do Oceano Pacífico observada anterior e posteriormente aos anos de 1976-1977.

##### 6.2.1 Tendência linear anual: padrão espacial

A Fig. 6.1 mostra a distribuição espacial da magnitude de inclinação das tendências lineares da precipitação anual em relação à média,  $TL$ , (equação 2.27) e as tendências significativas, calculadas a partir do teste de Mann-Kendall, sobre a AS. As

características mais notáveis observadas na distribuição espacial da magnitude da inclinação das tendências lineares da precipitação anual sobre a AS são: 1) as intensidades máxima ( $\sim +50\%$ ) e mínima ( $\sim -60\%$ ) apresentam aproximadamente a mesma magnitude; 2) na maior parte do domínio a magnitude varia entre  $\pm 20\%$ ; 3) existe predominância de valores positivos sobre os negativos; 4) a distribuição espacial coerente das tendências significativas, tanto positivas quanto negativas sobre amplas áreas parecem representar padrões regionais em resposta à forçante climática de baixa frequência que a origina.

A distribuição espacial das tendências lineares da precipitação anual, obtida no presente trabalho, são similares ao padrão espacial das anomalias de precipitação sobre a AS, do segundo modo das EOFs obtidas a partir das anomalias de precipitação do globo (Dai et al., 1997)

Resultados pontuais para os postos pluviométricos de Manaus e Belém obtidos por Chu et al. (1994), e a distribuição das tendências negativas sobre o noroeste e norte da Amazônia obtidos por Paiva e Clark (1995), são coerentes com os determinados nesta análise. A falta de dados sobre o centro e leste da Amazônia não permite concluir a existência da bipolaridade de tendências, com valores negativos no lado oeste da Amazônia e positivos sobre a parte leste, como sugerido no trabalho de Paiva e Clark (1995). Porém, observa-se extensão das tendências negativas (significativas) do noroeste da Amazônia em direção ao sudeste do Brasil, aproximadamente sobre a posição da ZCAS. Tendências positivas (não significativas) são observadas no extremo leste da bacia e sobre o Nordeste do Brasil.

Tendências positivas significativas são observadas na Região Sul do Brasil, a leste da porção subtropical da Cordilheira dos Andes e sobre o norte do Nordeste do Brasil. Os resultados obtidos a leste da Cordilheira dos Andes são semelhantes aos de Krepper e Serqueira (1998), enquanto que para a região Sul do Brasil são divergentes. Isto, porque em sua análise de Componentes Principais, as precipitações ao norte de  $35^{\circ}$  S, principalmente no Rio Grande do Sul, apresentam oscilações mais amplas em períodos

menores que o resto do domínio e desta forma pode-se obter tendências de acordo com o comprimento e amplitude das oscilações.

Ressalta-se que as tendências lineares da precipitação são sensíveis ao período e ao comprimento das séries utilizadas, uma vez que as séries são uma mistura de componentes lineares, cíclicas e de uma parte aleatória. Isto acarreta certos problemas de interpretação quando se misturam períodos e/ou comprimentos diferentes, mesmo utilizando qualquer um dos testes conhecidos na determinação destas tendências. Assim, possíveis diferenças encontradas entre os diversos trabalhos realizados podem ser atribuídas particularmente ao período de dados utilizados na análise. Este fato será estudado no próximo item, utilizando-se séries pluviométricas que caracterizem as diversas regiões da AS (postos pluviométricos indicados por ↓ na Fig. 6.1).

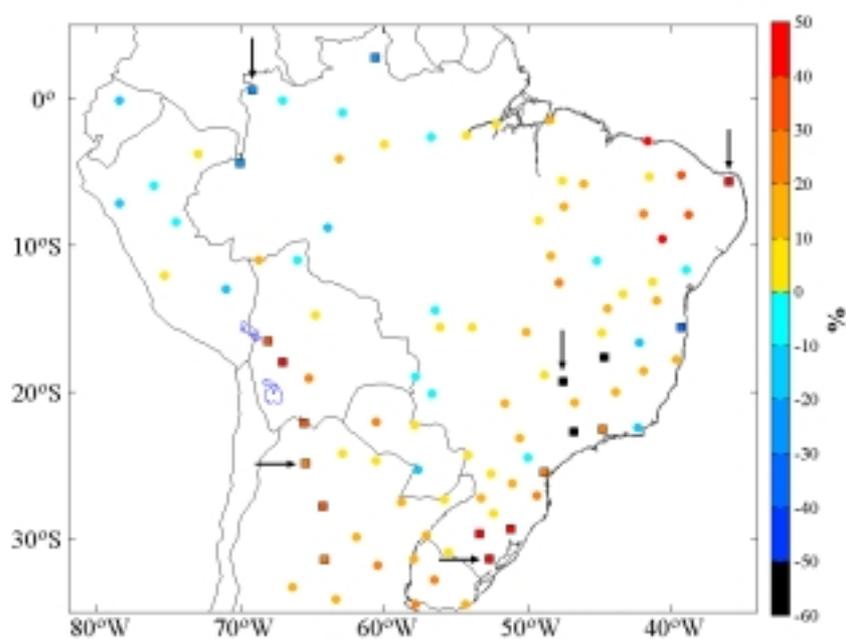


Fig. 6.1 - Distribuição da magnitude da inclinação da tendência linear da precipitação anual sobre a AS obtidas através do método de Sen (barra de cores). Tendências significativas ao nível de 95% no teste de Mann-Kendall são indicadas por □. Postos pluviométricos utilizados nas análises das mudanças climáticas são localizados por ↓.

### 6.2.2 – Tendência linear anual: padrão temporal

Nesta parte do trabalho apresenta-se a análise das cinco séries pluviométricas com tendência linear significativa (Tabela 1) de diferentes regiões da AS. A finalidade é mostrar as características regionais da tendência linear da precipitação anual e a importância de se utilizar períodos homogêneos nos cálculos destas tendências, facilitando a interpretação e determinação de regiões com tendências coerentes com maior confiabilidade.

Adicionalmente, determina-se as características regionais da variação temporal da precipitação anual e testa-se a existência de possíveis mudanças climáticas, durante o período de estudo (1951-1990), através do teste seqüencial de Mann-Kendall.

As séries podem ser consideradas como representativas do regime de precipitação de cinco regiões da AS: noroeste da Amazônia, Nordeste do Brasil, Sudeste do Brasil, região leste da porção subtropical da Cordilheira dos Andes e Sul do Brasil. A magnitude da inclinação das tendências lineares, segundo o método de Sen, são mostrados na Tabela 6.1.

**TABELA 6.1 – INCLINAÇÃO DA TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO ANUAL, SEGUNDO O MÉTODO DE SEN**

<b>REGIÕES</b>	<b>INCLINAÇÃO (mm/ano)</b>
NW da Amazônia	-25,9
NEB	6,0
SE do Brasil	-27,4
Leste dos Andes	4,3
Sul do Brasil	17,6

A série temporal da precipitação anual no noroeste da Amazônia (Fig. 6.2a) mostra uma composição de tendência linear (-25,9 mm/ano) com uma oscilação quase decadal, ressaltadas nas séries suavizadas através do método de Regressão Local, com precipitações mínimas na metade da década de 50 e fins dos anos 60 e precipitações

máximas no início das décadas de 60 e 70. A partir de 1971 observa-se uma forte diminuição da precipitação anual. Este último período foi utilizado por Paiva e Clark (1995) em 46% de seus dados e ainda que distribuídos espacialmente ao acaso pode mascarar padrões de escalas maiores. A mistura de séries com períodos de comprimento diferente, parece ocasionar este problema. Por exemplo, a inclinação das séries intensifica-se a partir dos anos 70 e a tendência linear deste período é mais intensa se comparada com a tendência calculada para todo o comprimento da série.

Chu et al. (1994), a partir de dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) de 1974 a 1988, determinaram um pequeno incremento da precipitação sobre a Amazônia em latitudes ao norte de 5°S e decréscimo em latitudes mais ao sul. Padrão de tendência similar foi determinado por Matsuyama et al. (2000), através de dados mensais do período de 1979 a 1998. Ressalta-se, que em ambos trabalhos, tendências positivas significativas foram encontradas sobre a Colômbia, região fora do limite espacial deste trabalho.

Igualmente, Costa e Foley (1999) através de dados da reanálise do NCEP de 1976-1996 estimou os parâmetros do balanço do ciclo hidrológico sobre a Amazônia, concluindo que existem evidências estatísticas que indicam tendência negativa no transporte de vapor de água para a Bacia, associado ao relaxamento dos alísios, diminuição do gradiente de pressão leste-oeste e aumento da TSM na região equatorial do Atlântico Sul. Porém, nos seus resultados a precipitação permaneceu quase constante durante este período.

Na Região Sudeste do Brasil (Fig. 6.2c), onde a tendência linear apresenta variação da ordem de -27,4 mm/ano, as precipitações apresentam valores máximos no início da década de 60. A partir destes anos observa-se uma forte diminuição da precipitação anual até o final do período considerado. Isto parece corresponder a uma oscilação de longo período, segundo a série suavizada.

Ressalta-se que este posto pluviométrico faz parte de uma região coerente com anomalias negativas muito intensas, que se estendem desde a região central do Estado

de Minas Gerais até a costa da região sul da Bahia e nos flancos observam-se postos pluviométricos com tendências positivas não significativas.

Características diferentes da precipitação anual são observadas entre a Região do Nordeste do Brasil (Fig. 6.2b) e as outras duas regiões onde as tendências são positivas. A leste da Cordilheira dos Andes e no Sul do Brasil (Fig. 6.2d, e) as precipitações apresentam incremento quase contínuo, com uma pequena aceleração a partir dos anos 70. No Nordeste do Brasil, as precipitações anuais caracterizam-se por um incremento gradual durante os anos 50 e alta variabilidade nos últimos 30 anos, com aparente variabilidade decadal, associadas ao transporte de umidade do Atlântico (Rao et al., 1998).

### **6.2.3 – Mudanças climáticas: séries anuais**

A leste da Cordilheira dos Andes, no Sul do Brasil e Sudeste do Brasil (Fig. 6.3c, d, e) a variabilidade observada nas séries de precipitação anual parecem evidenciar saltos nos valores médios, separando as séries em dois períodos, antes e após a metade da década de 70. Esta característica revela a existência de mudança climática em algumas regiões da AS, que aqui serão pesquisadas através do teste seqüencial de Mann-Kendall,  $U(t)$ .

A visualização gráfica da representação das séries do teste estatístico seqüencial de Mann-Kendall,  $U(t)$ , para frente,  $t_1$ , e para atrás,  $t_2$ , das anomalias das séries de precipitação anual das cinco regiões (ordenada), ao longo do período de estudo 1951 a 1990 (abcissa), mostram que em todas elas existem dois períodos distintos com transição significativa (Fig. 6.3a-e), indicando mudança climática nestas séries (Gossens e Berger, 1987).

A explicação mais simples da mudança climática está baseada na hipótese nula de não tendência dentro dos limites de confiança (95%). Enquanto as curvas  $t_1$  e  $t_2$  estão restritas ao intervalo de confiança, desde seu início até a interseção, estas não podem ser rejeitadas como sendo de dois períodos diferentes, a não ser quando elas ultrapassarem o nível de significância de 95%.

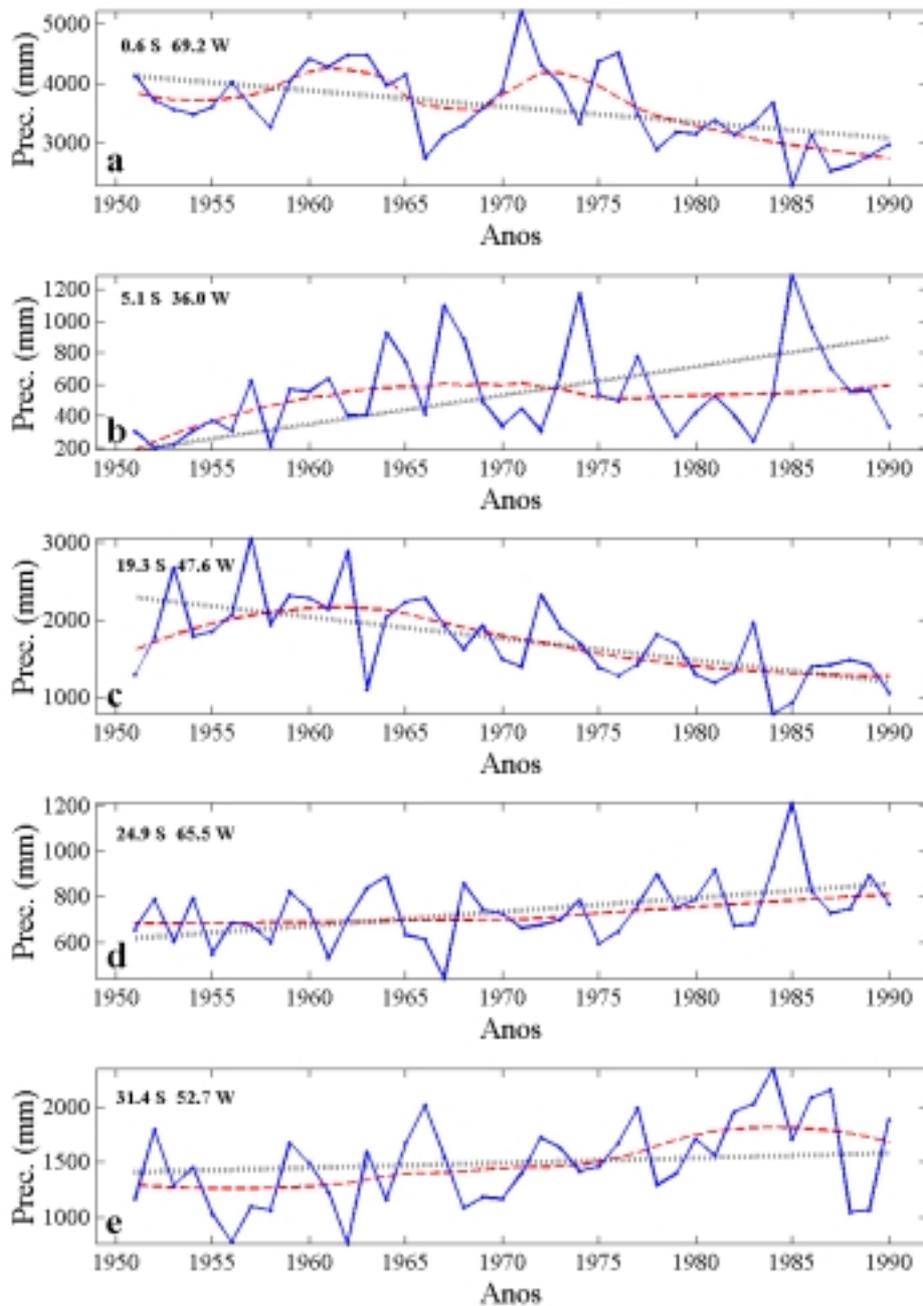


Fig. 6.2 - Séries temporais da precipitação anual que caracterizam as regiões da AS (linha azul contínua), série suavizada pelo método de Regressão Local (linha vermelha tracejada) e tendência linear segundo o método de Sen (linha preta pontilhada). NW da Amazônia (a), NE do Brasil (b), SE do Brasil (c), leste da porção subtropical dos Andes (d) e Sul do Brasil (e).

Nas séries das regiões localizadas sobre as latitudes próximas ao equador, noroeste da Amazônia e Nordeste do Brasil (Fig. 6.3a, b), a interseção entre as duas curvas,  $t_1$  e  $t_2$ , separando períodos distintos ocorre na década de 50 e 80, respectivamente. No noroeste da Amazônia, o limite significativo é alcançado em 1976.

Por outro lado, no Nordeste do Brasil, o ano de 1962 divide a série estatisticamente em dois períodos diferentes. Nas demais regiões a interseção entre as curvas  $t_1$  e  $t_2$  ocorre na década de 70. A leste dos Andes o ano de 1976 é o ano da mudança, significativa ao nível de 95%.

### **6.3 - TENDÊNCIA LINEAR E MUDANÇA CLIMÁTICA: SÉRIES MENSAIS**

Tendências anuais da precipitação certamente mascaram as amplitudes das tendências sazonais ou mensais, fazendo-se necessário analisar as tendências mensais da precipitação que servirão para determinar regiões com tendências coerentes e/ou persistentes ao longo dos meses do ano. Isto também possibilitará a determinação mais acurada da forçante climática de tais tendências. Por outro lado, analisa-se as mudanças climáticas em escala mensais com a finalidade de conhecer a abrangência e intensidade ao longo dos meses sobre AS.

#### **6.3.1 Tendência linear mensal: padrão espacial**

A Fig. 6.4a–1 mostra a distribuição espacial das amplitudes da inclinação da tendência linear mensal,  $TL$ , relativas às médias mensais, obtidas de forma similar ao mencionado no item 6.2.1, considerando o ciclo hidrológico predominante (setembro a outubro) sobre AS.

No início do período chuvoso, setembro e outubro, sobre a maior parte da AS, observa-se um padrão de tendências positivas significativas, distribuídas coerentemente sobre o Nordeste do Brasil e leste da Amazônia (Fig. 6.4a-b), mudando de fase abruptamente em novembro, quando surgem tendências negativas, não significativas, sobre boa parte da Amazônia e do Nordeste do Brasil. Ao mesmo tempo, tendências positivas significativas aparecem sobre o Sul do Brasil e Uruguai (Fig. 6.4c).

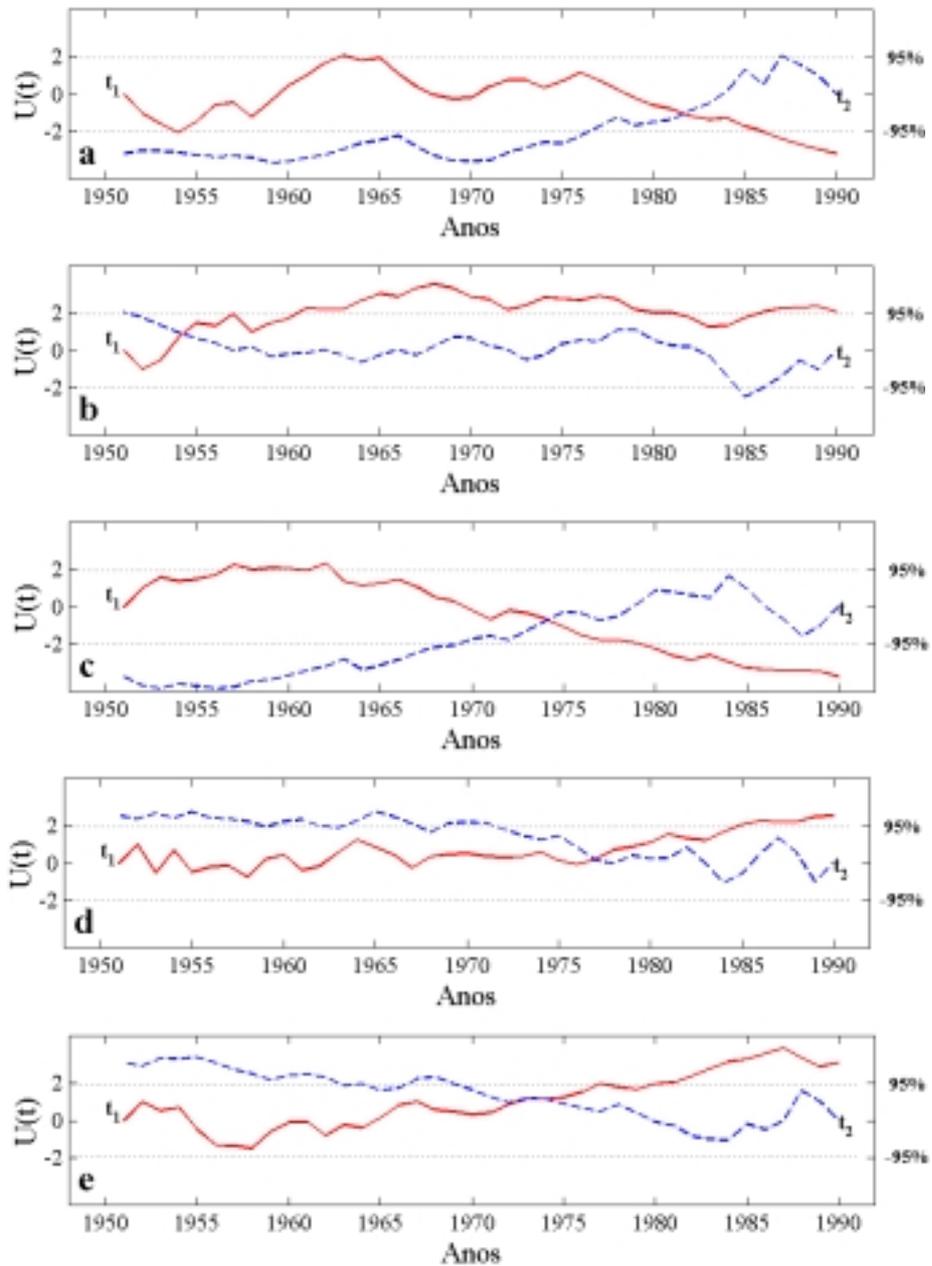


Fig. 6.3 - Teste estatístico seqüencial de Mann-Kendall da precipitação anual  $U(t)$ . NW da Amazônia (a), NE do Brasil (b), SE do Brasil - ZCAS (c) leste dos Andes (d) e Sul do Brasil (e). Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Series do teste estatístico seqüencial de Mann- Kendall para frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados em cada figura.

Em princípio, esta característica indica uma alteração do ciclo anual das precipitações através do tempo. Assim, com o passar dos anos houve um incremento (decréscimo) de precipitação sobre grande parte do Brasil ao norte de 20° S, durante os meses de setembro e outubro (novembro). Comportamento similar ocorre no sul do Nordeste do Brasil entre outubro e dezembro, quando os valores das tendências positivas significativas (~ +60%) em outubro passam a tendências negativas em novembro e dezembro (~-30%). Nota-se que nestes meses se registram um dos picos mais chuvosos em parte desta região, cujo período chuvoso principal ocorre em NDJ.

Ocorre o contrário na Região Sul do Brasil e no Paraguai, onde valores de tendências em torno de -20% em setembro e outubro, passam a valores significativos ao redor de +100% a +120% em novembro.

Em dezembro aparecem tendências negativas significativas em pontos isolados ao longo da região da ZCAS, porém imersos em tendências negativas coerentes, alcançando sua maior expansão em fevereiro e março, com tendências negativas significativas sobre o Sudeste em fevereiro e sobre o leste da Amazônia em março (Fig. 6.5f, g). Este comportamento revela uma diminuição muito intensa das precipitações através dos anos durante os verões ao longo do eixo de precipitação máximo associada à ZCAS. Os valores alcançam entre +120% e +140% da média mensal nas regiões Sudeste do Brasil e extremo noroeste da Amazônia, alterando drasticamente os máximos de precipitação destas regiões e conseqüentemente o ciclo hidrológico.

Salienta-se que o decréscimo da precipitação ao longo da região da ZCAS, nos meses de verão, DJF, não é acompanhado pelo incremento das precipitações com a mesma intensidade em outras regiões. Nas demais regiões as tendências positivas não passam de +20%, estando dentro do comportamento normal da variabilidade da precipitação. Também, não se observam claramente tendências negativas (leste) e positivas (oeste) da precipitação sobre a Amazônia, como sugeridas nas análises com dados anuais por Paiva e Clark (1995). Mesmo considerando a baixa densidade de postos pluviométricos sobre a Amazônia, o presente trabalho mostra um padrão de tendências negativas, com orientação NW/SE, sobre a região da ZCAS e tendência positiva ao norte e ao sul.

Entre abril e maio (Fig. 6.4h, i) não há um padrão coerente de tendências. Em muitos postos espalhados no Sudeste e Sul do Brasil registram-se tendências positivas significativas e tendências negativas significativas em pontos isolados no oeste da Amazônia e costa sul do Nordeste do Brasil. No extremo norte da Amazônia registram-se os máximos de precipitação mensal e predomínio das tendências negativas. Marengo et al. (1998) encontraram tendências positivas na média dos três meses mais chuvosos do norte do Nordeste nos meses de março a maio, que em termos gerais concordam com os resultados, mês a mês, aqui mostrados.

Durante o inverno as precipitações alcançam valores mínimos na maior parte do domínio e as tendências não teriam muita importância. Porém em escala regional, qualquer alteração do regime pluviométrico pode acarretar profundas alterações nas atividades humanas. E, na hipótese de mudanças climáticas devido ao aumento do efeito estufa, os efeitos mais significativos ocorreriam exatamente nos meses de inverno e latitudes extratropicais, desde que o aquecimento da atmosfera permitiria maior quantidade de água precipitável na atmosfera, resultando em um ciclo hidrológico mais dinâmico (Kattenberg et al., 1996).

Em junho (Fig. 6.4j) aparecem tendências negativas ao sul de 20°S, sendo significativas e mais intensas sobre Argentina e Uruguai, com valores entre -100% e -140%. Tendências positivas significativas são observadas sobre o Nordeste e em um posto sobre o noroeste da Amazônia. Neste último posto, durante os meses de verão e outono, as tendências foram negativas, com valores significativos em alguns meses. Em julho (Fig. 6.4k), as tendências negativas observadas no mês anterior diminuíram, restringindo-se ao extremo norte da Argentina, com valores significativos. Aparecem também tendências negativas significativas sobre o norte da Amazônia, que persistem em agosto. Em agosto (Fig. 6.4l), a característica mais marcante é a presença de tendências positivas significativas sobre o Sudeste do Brasil e leste da Amazônia.

Uma outra característica que chama a atenção nesta análise são as tendências negativas que persistem entre março e agosto, ao longo da costa do Sudeste e Nordeste do Brasil, aproximadamente entre 25°S e 10°S, sendo significativa no sul da Bahia em abril e

julho. Característica similar sobre a costa do Nordeste ao norte de 10°S foi observada na análise de Marengo et al. (1998), porém os autores suspeitaram que as séries desta região não são homogêneas e desconsideraram estas tendências.

As análises das tendências lineares mensais da precipitação sobre o AS evidenciam algumas características peculiares, dentro do amplo espectro de variabilidade e mudanças climáticas. As mais importantes são: 1) diminuição da precipitação entre dezembro e março ao longo da região de máxima precipitação associada à ZCAS; 2) mudança de fase nas tendências entre os meses de setembro e outubro em relação a novembro sobre quase todo o domínio de estudo; 3) tendências persistentes, ainda que não significativas, durante a maioria dos meses do ano sobre a costa leste do Nordeste.

As características 1 e 2 e sua relação com a circulação geral da atmosfera, visando a determinação das forçantes climáticas que as originam serão estudadas no próximo Capítulo. O provável impacto da tendência linear no ciclo anual da precipitação, ao longo do período de estudo são analisadas no item 6.3.2. As séries temporais dos meses de março e novembro, típicas dos meses que apresentam tendências significativas, são tratadas no item 6.3.3.

### **6.3.2 - Tendência linear mensal e o ciclo anual da precipitação**

Uma característica importante, relacionada com a variabilidade climática, é a alteração do ciclo anual ao longo dos anos, causada pelas tendências climáticas lineares, como foi sugerido nas análises do item 6.3.1. Também, foi determinado no Capítulo 3.2.2, que o ciclo anual é a característica mais proeminente da precipitação sobre AS, como já poderia obviamente ser antecipado.

Este tema é tratado aqui da forma mais objetiva possível, baseando-se em dados mensais das cinco estações escolhidas no item 6.1, que caracterizam as regiões da AS (↓ na Fig. 6.1). Utiliza-se o método de Regressão Local para suavizar os dados mensais e obter uma série de dados menos ruidosa, mas que caracterize a variabilidade de cada mês durante todo o período.

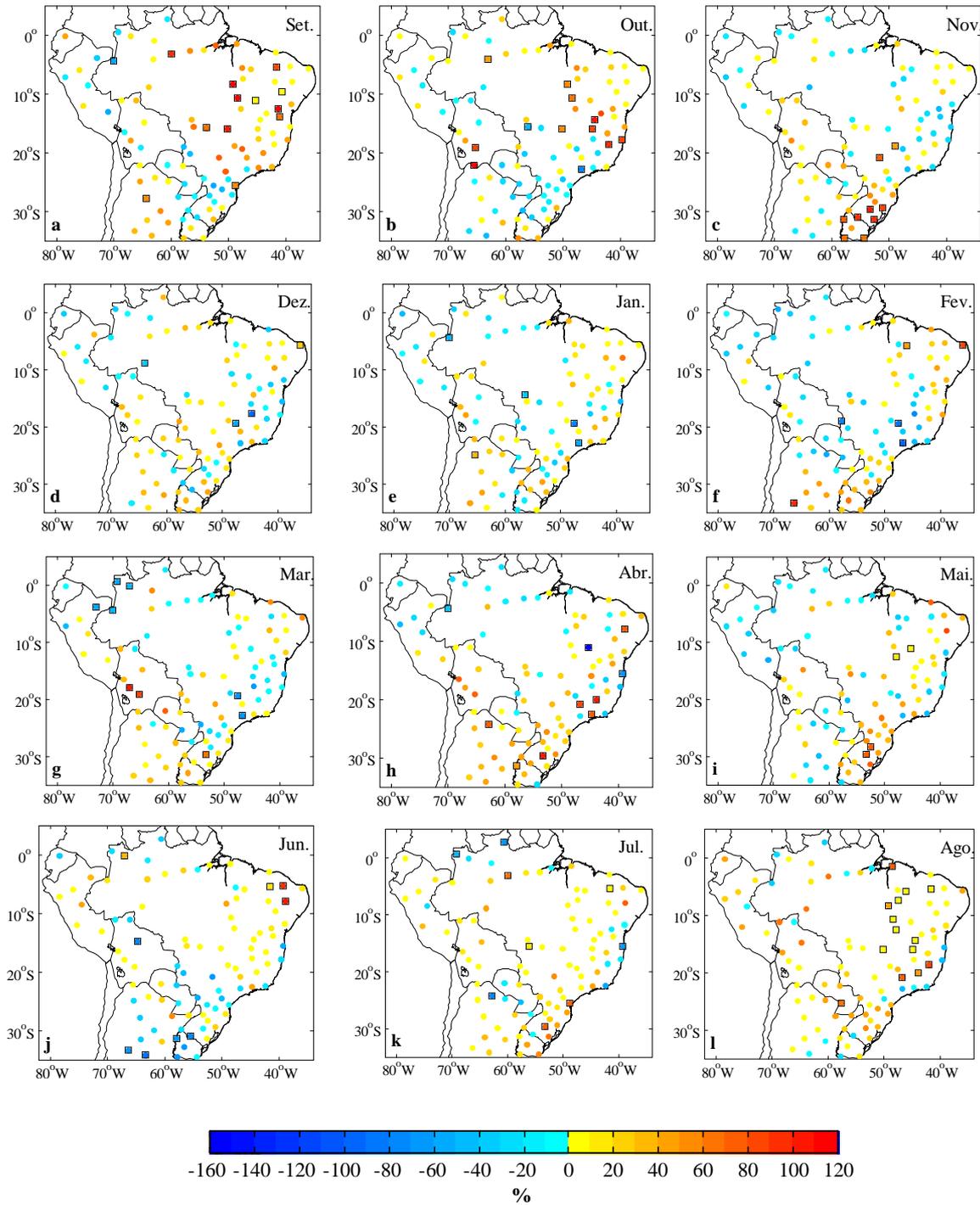


Fig. 6.4 – Idem à Fig. 6.1, mas para setembro (a), outubro(b), novembro(c), dezembro(d), janeiro(e), fevereiro (f), março(g), abril (h), maio (i), junho(j), julho (k) e agosto (l).

Nos resultados mostrados na figura 6.5a-e, observa-se que, quase na sua totalidade, as tendências lineares para cada estação pluviométrica ocorrem na mesma direção durante o ano todo, ou seja, observou-se decréscimo ou aumento da precipitação durante quase todos os meses do ano. Este comportamento, sem dúvida afetou a amplitude do ciclo anual e semi-anual.

No noroeste da Amazônia e na região Sudeste do Brasil (Fig. 6.5a, c), o ciclo anual da precipitação sofreu uma drástica redução entre 1951 e 1990. A redução das precipitações foi relativamente maior durante os meses de janeiro a junho, e menor durante o resto do ano, sendo que somente março e junho são significativos. Na região do Sudeste do Brasil a redução do ciclo anual foi muito intensa durante o período chuvoso, dezembro a março, todos significativos.

Em ambos os postos pluviométricos, além da tendência linear, percebe-se através das séries suavizadas pelo método de Regressão Local, que nos meses de agosto a dezembro, existe uma alteração das séries nos anos 70, o que parece uma generalização das análises sobre mudanças climáticas realizadas no item 6.2. Nos outros meses esta divisão é mais clara no noroeste da Amazônia, onde a partir da década de 1970 observa-se uma forte tendência de diminuição dos valores de precipitação.

No Nordeste do Brasil (Fig. 6.5b), observa-se incremento da precipitação, principalmente durante os meses de fevereiro a abril, sendo significativo em fevereiro. O mês de dezembro, com baixos valores de precipitação, também apresenta um incremento significativo. Os meses de maio a setembro, aparentemente, seguem o mesmo comportamento da mudança temporal dos anos 70 observada no Sudeste do Brasil. Nos meses mais chuvosos no norte do Nordeste, fevereiro a abril, observa-se oscilações de baixa frequência.

A leste dos Andes (Fig. 6.5d), a distribuição mensal das séries de precipitação apresenta tendências positivas na maioria dos meses chuvosos, novembro a março, sendo que o mês mais chuvoso, janeiro, tem tendência positiva significativa. Outra característica é a alteração temporal durante os anos 70 nas séries mensais de novembro e dezembro, enquanto que, entre janeiro e março aparentemente existe um ciclo quase decadal.

No Sul do Brasil as tendências lineares parecem ter alterado em maior proporção o regime de precipitação como pode ser visto pelas maiores inclinações verificadas durante os meses de maio a agosto (Fig. 6.5c). Estas permitem identificar a intensidade da variação das precipitações ao longo dos anos nestes meses. Porém, o maior valor significativo ocorre em novembro. Entre março e dezembro observa-se o mesmo comportamento de mudança das precipitações ao redor dos anos 70.

### **6.3.3 - Tendência linear e mudança climática mensal: março e novembro**

Duas séries temporais que caracterizam os meses das estações de verão e primavera, foram formadas a partir da média das quatro séries com tendência negativa significativa, provenientes do extremo noroeste da Amazônia, para o mês de março e outra a partir da média das quatro séries com tendência positiva significativa, provenientes do Sul do Brasil para o mês de novembro. Nestes meses foram registrados os valores máximos das inclinações nas análises de tendência linear (Fig. 6.4). Cabe mencionar que estas séries apresentam características similares à média de JFM e SON.

Para estas séries foram determinadas, além da tendência linear, a existência de alguma mudança climática temporal e o ano da mudança, através do teste seqüencial de Mann-Kendall.

Na Fig. 6.6a a distribuição da série temporal de precipitação do mês de março para o noroeste da Amazônia, não apresenta características similares ao da série anual desta região. Porém, o máximo em 1971 e a tendência negativa acentuada são similares em ambas séries. As séries suavizadas, através do método de Regressão Local, apresentam uma oscilação com período aparentemente muito mais longo que a verificada na série anual, com mínimos nos anos 60 e máximos no meio da década de 70.

O teste estatístico de mudança climática mostra que as anomalias desta série de precipitação do mês de março pode ser separada em duas séries estatisticamente significativas (Fig. 6.6b). Uma de 1951 a 1976 e outra de 1977 a 1990. Este comportamento sustenta os resultados determinados na análise da série anual que caracteriza esta região, obtidos no item 6.2.

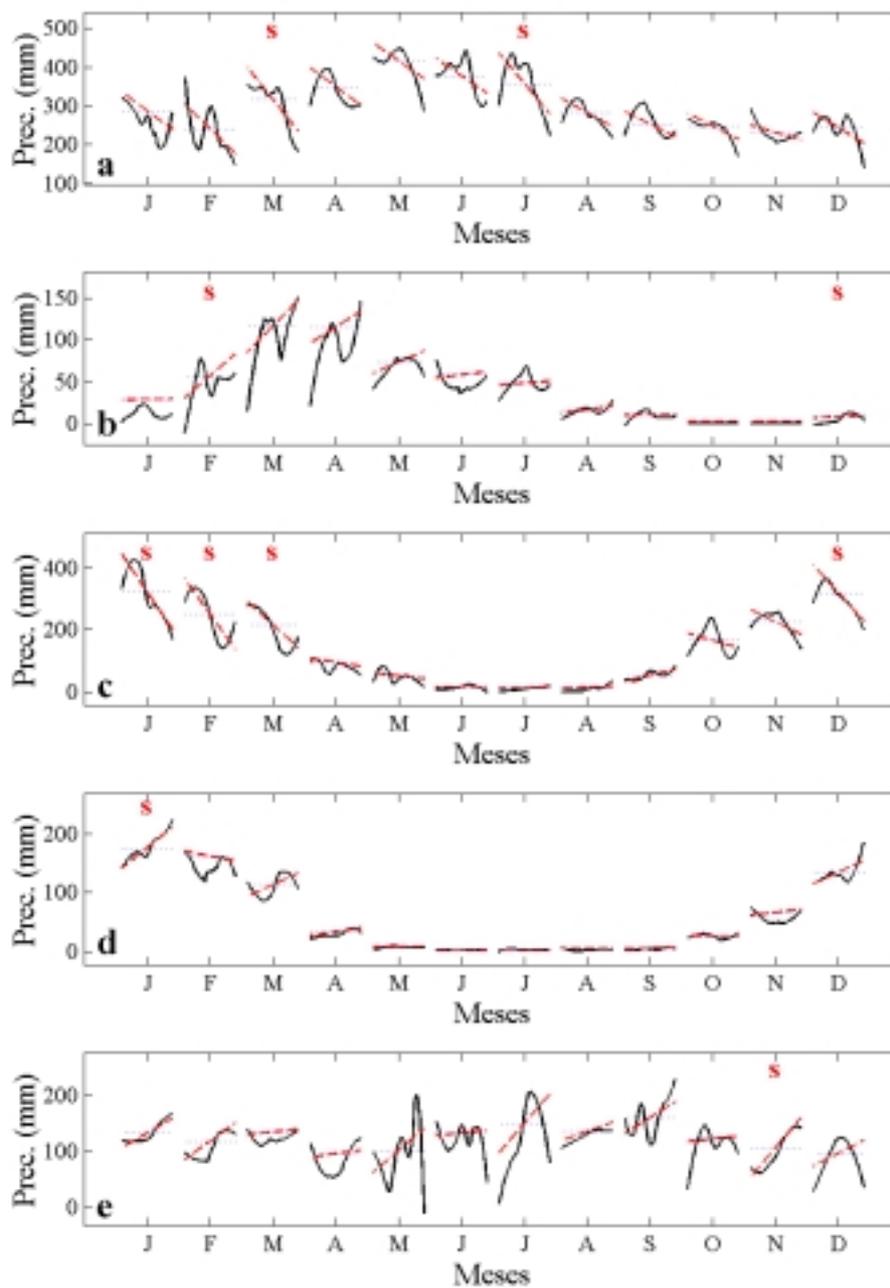


Fig. 6.5 - Distribuição mensal das séries de precipitação suavizadas através do método de Regressão Local (linhas pretas contínuas) e tendência linear mensal segundo o método de Sen (linhas vermelhas tracejadas). NW da Amazônia (a), NE do Brazil (b), ZCAS (c), leste dos Andes (d), Sul do Brasil (e). Tendência linear significativa ao nível de 95% é indicado na parte superior de cada gráfico (s).

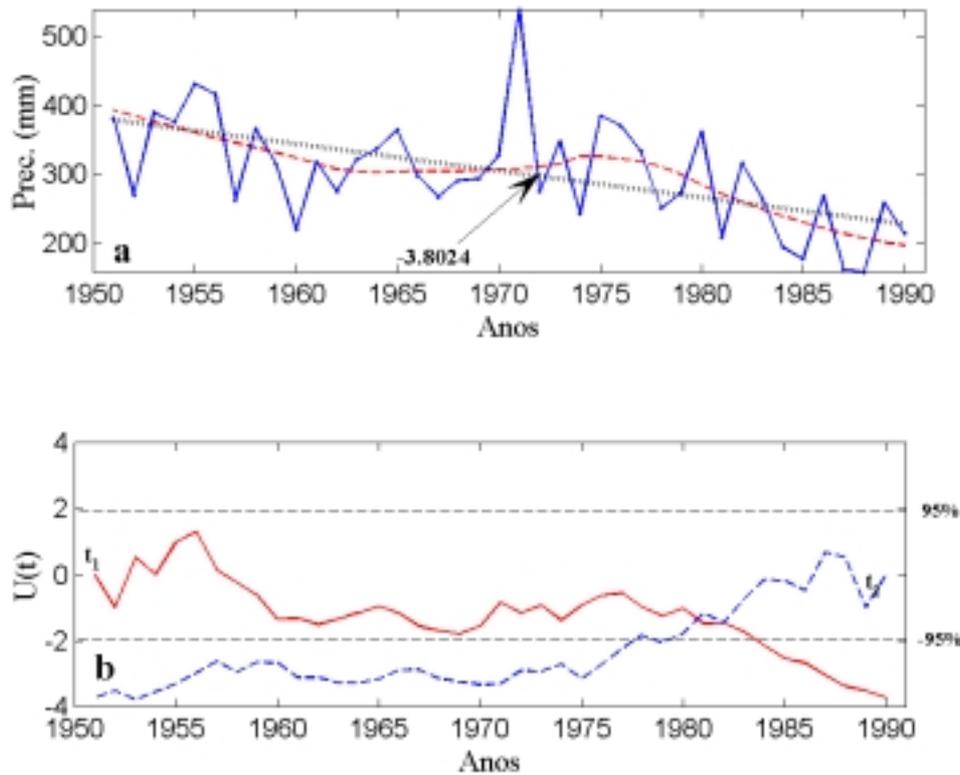


Fig. 6.6 - Séries temporais que caracterizam a estação de verão (mês de março) no noroeste da Amazônia. Precipitação média mensal (linha azul contínua), série suavizada através do método de Regressão Linear (linha vermelha tracejada) e tendência linear segundo o método de Sen (linha preta pontilhada) (a) e teste estatístico sequencial de Mann-Kendall,  $U(t)$  (b). Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Séries do teste estatístico sequencial de Mann-Kendall para frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados.

Em novembro registra-se tendência mensal positiva mais intensa e coerente que em outros meses no sul do Brasil. A média mensal das séries com tendência positivas do Sul do Brasil (Fig. 6.7a) apresenta alta variabilidade interanual e uma tendência monotônica positiva, com uma ligeira diminuição nos anos 70, segundo as séries suavizadas, bastante similares à série anual que caracteriza esta região (Fig. 6.2e). Estas

séries caracterizam-se por apresentarem uma mudança climática estatisticamente significativa em 1973 (Fig. 6.7b).

Por meio dos testes utilizados para detectar mudanças climáticas, verificou-se que sobre grande parte da AS, com exceção aparente da região Nordeste, as precipitações tanto nas séries anuais quanto nas séries mensais apresentaram mudanças climáticas durante a década de 1970, principalmente entre 1972 e 1976. As transições entre os dois períodos não apresentaram características muito bruscas. No Nordeste do Brasil, estas mudanças não são significativas, devido a uma oscilação quase decadal relativamente intensa que aparece na distribuição temporal das séries, podendo mascarar possíveis mudanças climáticas.

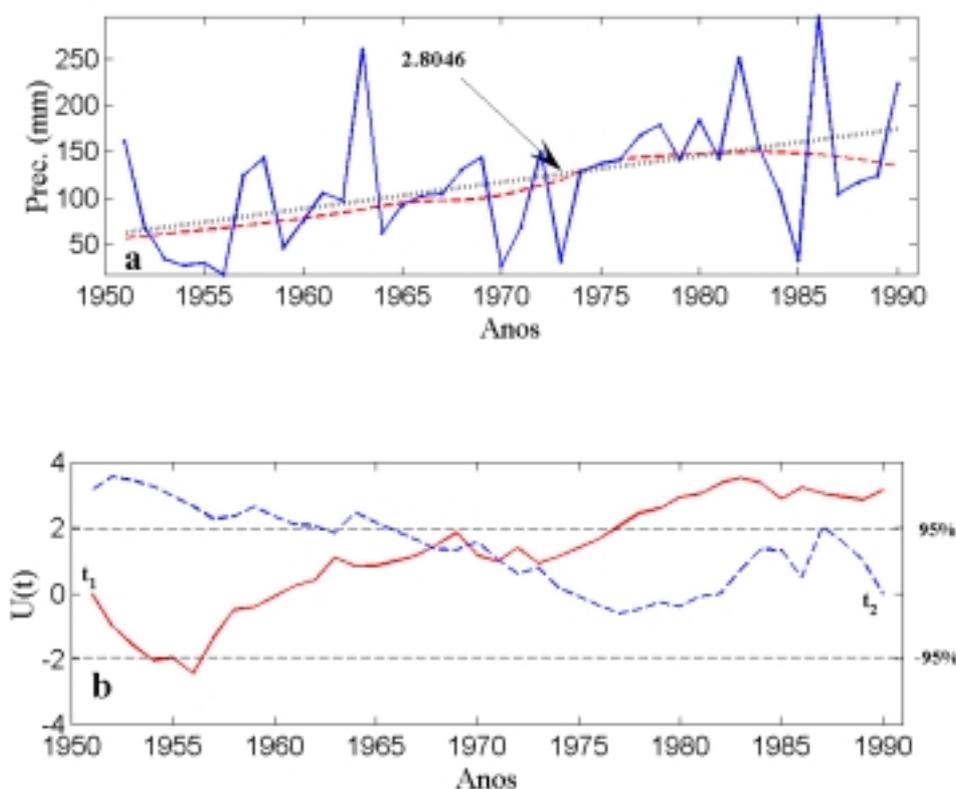


Fig. 6.7 – Idem à Fig. 6.6, mas para a estação de primavera (mês de novembro) no sul do Brasil.

## 6.4 – RESUMO DO CAPÍTULO

Os resultados obtidos neste Capítulo, ajudam a conhecer melhor as características da tendência linear e a mudança climática sobre a AS. A incerteza na magnitude da inclinação das tendências lineares são minimizadas, e padrões regionais da mudança climática devido ao uso de séries de precipitação anual e mensal de período homogêneo de 1951 a 1990 foram coerentemente determinados.

A distribuição geográfica da intensidade da inclinação das tendências lineares significativas da precipitação anual sobre a AS apresenta padrões regionais de resposta à forçantes climáticas de grande escala. Tendências lineares negativas significativas localizam-se sobre o noroeste da Amazônia e o Sudeste do Brasil e tendências lineares positivas significativas restringem-se à porção leste da região subtropical da Cordilheira dos Andes e Sul do Brasil.

Em escala mensal, as tendências lineares significativas apresentam dois padrões espacialmente coerentes. Um de setembro a novembro, com valores de sinais contrários entre a precipitação de quase todo o Brasil e parte norte da Argentina com uma faixa entre estas duas áreas. O segundo entre janeiro e março, com tendências negativas significativas distribuídas ao longo da região de máxima precipitação associada à ZCAS. Também, chama-se a atenção para as tendências negativas observadas durante boa parte dos meses do ano sobre as regiões costeiras do Nordeste e parte norte do Sudeste da Brasil.

Encontrou-se mudanças temporais significativas nas precipitações anuais e mensais ocorridas na década de 70 sobre quase todas as regiões da AS, com exceção do Nordeste do Brasil que, aparentemente, apresenta principalmente variabilidade interdecadal. Estas mudanças provavelmente são resposta da precipitação às variações TSM do Oceano Pacífico nas escala interdecadal mostrada por Zhang et al. (1997).

A tendência linear afetou a amplitude do ciclo anual de precipitação, mas não sua fase como pode ser vista na Fig. 6.5, pelo qual não é detectado na análise de persistência do

ciclo anual. Porém, nas regiões onde o ciclo semi-anual é importante o regime anual da precipitação parece ter sido afetado com maior intensidade.

## CAPÍTULO 7

### PRECIPITAÇÃO SAZONAL DA AMÉRICA DO SUL E CONEXÃO COM A VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA

#### 7.1 – INTRODUÇÃO

As análises mensais da tendência linear e mudança climática realizadas no Capítulo anterior mostraram a existência de dois padrões espacialmente coerentes. Um com tendências negativas muito intensas sobre a ZCAS, durante os meses de verão (DJFM) e outro no Sul do Brasil, com tendências positivas intensas na primavera (SON). Ambos parecem associados com uma mudança climática ocorrida na metade da década de 1970, como observado no Capítulo anterior.

Nesta parte do trabalho são determinados os modos dominantes das anomalias de precipitação sobre a AS para o verão (JFM) e primavera (SON), mediante análise estatística multivariada. Padrões oceânicos e atmosféricos globais associados a estes padrões também são identificados. Desta forma pretende-se identificar os padrões e possíveis mecanismos físicos associados com cada um dos padrões espaciais de tendência linear e mudança temporal da precipitação sobre a AS.

Para a estação de verão, utiliza-se Análise das Componentes Principais (ACP), das anomalias da precipitação mensal, de janeiro a março (JFM). Estes três meses são considerados por apresentar padrões espaciais mais coerentes de tendência linear entre os meses de dezembro a março. Realiza-se a Análise da Decomposição dos Valores Singulares (DVS), nas anomalias da precipitação mensal e pressão ao nível do mar (PNMM) dos meses de setembro a novembro (SON), para se determinar modos de acoplamento entre a precipitação da AS e a circulação do Hemisfério Sul na estação de primavera.

As conexões entre a precipitação sazonal da AS e os campos globais foram determinados através de correlações entre os diferentes índices, obtidos nas análises multivariadas, com as anomalias temporais dos campos da TSM e anomalias temporais

da PNMM, altura geopotencial em 500 hPa e função corrente em 200 hPa, obtidos após de retirar a média zonal de cada uma das variáveis, com a finalidade de ressaltar padrões quase estacionários da circulação geral da atmosfera. Também realizaram-se análises de compostos, em função das características das séries temporais dos modos que representam as tendências e mudanças temporais de precipitação, tomando-se como base os valores dos extremos tanto positivos quanto negativos.

## 7.2 - ANÁLISE DAS COMPONENTES PRINCIPAIS: VERÃO

A variância explicada e acumulada por cada uma das 6 primeiras componentes principais da matriz de correlação das anomalias da precipitação mensal e o autovalor do percentil 95% do teste “norma-N”, obtido a partir de 1000 simulações de Monte Carlo (Preisendorff e Barnett, 1988), são apresentadas na Tabela 2.

O primeiro autovetor explica 17 % da variância total e os três primeiros modos (29,5%) são significativos, segundo o teste “norma-N” (Overland e Preisendorff, 1982) e de acordo com o “scree-test”, encontram-se bem separados. A princípio decidiu-se trabalhar com componentes rotacionadas, porém os padrões foram similares aos não rotacionados, optou-se, então, pela análise das duas primeiras componentes não rotacionadas, que explicam 24% da variância acumulada.

**TABELA 7.1 – VARIÂNCIA EXPLICADA, ACUMULADA DAS CP DAS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO DE VERÃO (JFM) E VARIÂNCIA EXPLICADA PELO PERCENTIL 95% DO TESTE “norma-N”**

C. P.	Var. E (%)	Var. A. (%)	“Norma-N”(%)
1	17,0	17,0	6,8
2	7,1	24,2	5,7
3	5,3	29,5	5,2
4	4,1	33,7	4,7
5	3,7	37,4	4,4
6	2,9	40,5	4,1

### 7.2.1 - Primeiro modo: padrão Pacífico – América do Sul

O padrão espacial do primeiro modo, representado pelo mapa de coeficientes de correlação (Fig. 7.1a), documenta a variação coerente da precipitação sobre a maior parte do Brasil, que apresenta anomalias de sinal oposto às do oeste da Amazônia, Sul do Brasil e outros países. Sobre o sul do Nordeste e norte do Sudeste do Brasil a correlação explica 49,0% ( $r = -0,7$ ) da variância local, associado à posição da ZCAS, e no Sul do Brasil e nordeste da Argentina em torno de 10% ( $r = 0,3$ ).

Este primeiro padrão parece ser o padrão dominante da variabilidade de precipitação sobre a AS em escalas sazonal e interanual. Padrões similares foram observados nas análises das anomalias da precipitação mensal de 1951 a 1990, associado à variabilidade interanual da ZCAS (Obregón e Nobre, 2000) e nas análises de componentes principais rotacionados das anomalias de precipitação sobre a Amazônia, obtidos por Obregón e Nobre (1990) e Matsuyama et al. (2000), utilizando períodos diferentes e maior densidade de dados.

A distribuição da série temporal (Fig. 7.1b), mostra variabilidade intrasazonal, interanual e decadal. Nos anos de 1965, 1969, 1972, 1975 e 1986 os valores das amplitudes dos três meses são praticamente iguais e estão próximos a zero, ou seja o padrão espacial não apresenta variação durante a estação de verão (JFM) destes anos. Esta característica indica que este padrão não contribuiu para a precipitação média sobre a AS durante estes anos.

Em outros anos existem mudanças dramáticas neste padrão espacial, como em 1964, quando se observa valor máximo negativo em janeiro, indicando a ZCAS muito ativa, com anomalias de precipitação acima da média sobre o Nordeste e Sudeste do Brasil e déficit de precipitação no resto do domínio. Este sinal muda bruscamente em março, gerando condições inversas às observadas em janeiro. Acontece exatamente o contrário em 1980, com precipitações abaixo da média na região da ZCAS em janeiro e máximas negativas em março. Em 1961, 1981 e 1985 também observou-se alta variabilidade intrasazonal.

Os diferentes episódios intrasazonais e interanuais das séries temporais deste padrão não indicam associação com os eventos ENOS, uma vez que não existe um comportamento sistemático da série temporal quando da ocorrência de eventos ENOS. Fato que corrobora os resultados determinados por Obregón e Nobre (2000) e Matsuyama et al. (2000). Para confirmar esta hipótese se efetuará correlações entre a série temporal deste padrão e as séries temporais das anomalias da TSM de todos os oceanos.

Os valores mínimos da série temporal durante os anos de 1960-65 e 1980-85 e valores máximos nos anos 1970-75 parecem indicar que este primeiro modo apresenta variabilidade quase decadal. Comportamento este que pode ser melhor visualizado nas séries suavizadas, segundo o método de Regressão Local.

A distribuição espacial dos coeficientes de correlação entre a série temporal da primeira componente das anomalias de precipitação de verão (JFM) e as séries das anomalias de TSM de todos os oceanos para o mesmo período é apresentado na Fig. 7.2. Correlações significativas acima de 95% estão em tons de cinza.

A Fig. 7.2 mostra que verões secos sobre grande parte do Brasil, com a ZCAS deslocada para a Região Sul do Brasil, onde os verões são tão úmidos quanto na região noroeste da Amazônia, estão intensamente associados com anomalias positivas significativas da TSM sobre o Oceano Atlântico, nas adjacências do Sudeste e Sul do Brasil (c.c.  $\sim 0,4$ ), e anomalias negativas intensas sobre o Oceano Índico Equatorial (c.c.  $\sim 0,3$ ). Este padrão também está relacionado com anomalias positivas na região da ZCPS (c.c.  $\sim 0,2$ ) e oeste do Pacífico subtropical norte e com anomalias negativas localizadas sobre o Pacífico central e leste e sobre o Mar do Caribe.

Da análise do campo de correlações (Fig. 7.2), ressalta-se que o primeiro padrão das anomalias de precipitação sobre a AS durante o verão não está relacionado com nenhum dos padrões típicos de anomalias de TSM do Pacífico que caracterizam as fases do fenômeno ENOS, tal como são observados durante os verões do Hemisfério Sul (Rasmusson e Wallace, 1982; Deser e Wallace, 1990), nem aos padrões obtidos por Zhang et al. (1997).

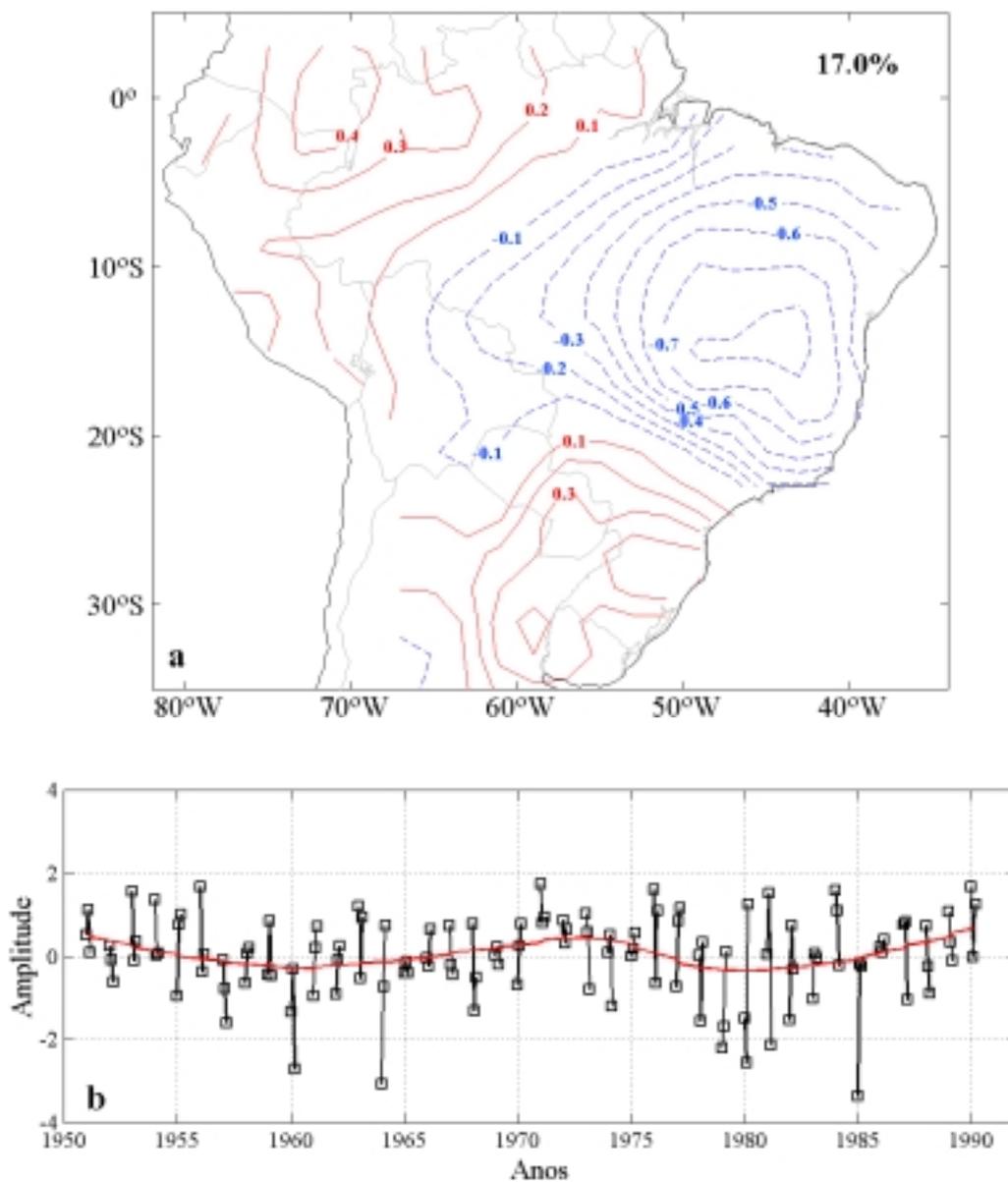


Fig. 7.1 - Primeiro padrão da ACP das anomalias de precipitação mensal de verão (JFM) sobre a AS. Padrão espacial de correlações (a). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero é omitida. Série temporal (b). Linha vermelha contínua indica séries suavizadas pelo método de Regressão Local.

Uma característica importante na distribuição das correlações (Fig. 7.2) parece ser a aparente relação direta que existe entre as anomalias da TSM sobre a ZCPS e nas adjacências das Regiões Sudeste e Sul do Brasil. A configuração destas anomalias de TSM poderia sugerir algum mecanismo de interação oceano/atmosfera associada com a posição da ZCAS deslocada para o Sul do Brasil.

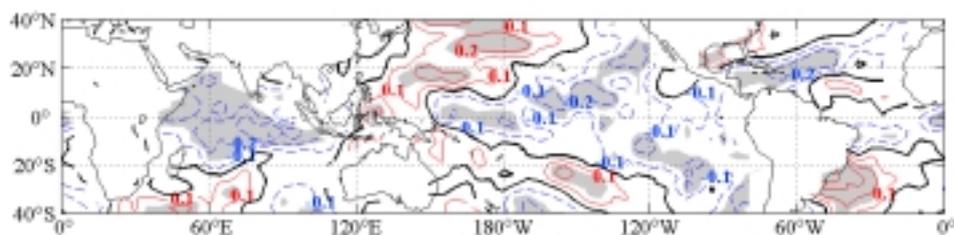


Fig. 7.2 – Correlações entre a série temporal do primeiro padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS com as anomalias de TSM. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada), com intervalo de 0,1. Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua. Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95%.

As correlações entre a série temporal do primeiro modo da ACP das anomalias de precipitação e as séries temporais das anomalias de PNMM, altura geopotencial em 500 hPa e função corrente em 200 hPa. (Fig. 7.3a - c) documentam as características da circulação atmosférica relacionadas ao primeiro modo das anomalias de precipitação de JFM.

O mapa de correlações entre a série temporal do primeiro modo da ACP e as séries das anomalias de PNMM (Fig. 7.3a) mostra dois trens de onda que partem da Indonésia circulando o globo. Um desloca-se para as latitudes médias do Hemisfério Norte, intensificando-se ao longo de sua trajetória, com valores máximos sobre o Atlântico subtropical norte, atingindo o norte da África, similar ao padrão Pacífico-Atlântico Norte (PNA) (Wallace e Gutzler, 1981). O segundo padrão apresenta comportamento similar, porém com centro de ação no Hemisfério Sul. Este padrão intensifica-se no

Atlântico subtropical sul, aproximadamente em 50°S, onde se bifurca em dois ramos. Um desloca-se para latitudes mais baixas, passando pelo leste do Brasil, alcançando o norte da África, onde se junta com o trem de onda do Hemisfério Norte. O segundo ramo continua na latitude ~60°S.

Na Fig. 7.3b são apresentadas as correlações entre a série temporal do primeiro padrão da ACP e as anomalias de altura geopotencial de 500 hPa. Os trens de onda determinados na superfície (Fig. 7.3a) são observados com maior clareza.

Os dois trens de onda descritos acima caracterizam-se por serem barotrópico equivalente, como observado pela correspondência dos centros de ação entre a superfície (PNMM) e o nível de 500 hPa. (Fig 7.3b), particularmente nas latitudes extratropicais e estão associados a uma onda número três ao longo de ~45°S, com amplitude intensa sobre oeste do Atlântico e sul da África. Deste modo poderia indicar que o trem de ondas do Hemisfério Sul é um modo do padrão Pacífico – América do Sul (PNA).

O campo de correlação entre as série do primeiro modo da ACP e as anomalias da função corrente (Fig. 7.3c) mostra dois pares com sinais alternados nos dois hemisférios, sobre o Pacífico central equatorial e sobre a Indonésia, associados a dois fracos trens de onda deslocando-se para latitudes médias dos dois Hemisférios. Também observa-se um trem de ondas, ao longo do leste da AS e Atlântico adjacente no Hemisfério Sul até o equador e outro sobre a costa do Atlântico e leste dos Estados Unidos no Hemisfério Norte. Nessa figura também pode ser observada a característica de onda número três nas latitudes médias do Hemisfério Sul.

As correlações calculadas (Fig. 7.3a-c) indicam que as anomalias dos campos atmosféricos sobre a AS são coerentes com as características do primeiro padrão das anomalias de precipitação mensal de verão. Vórtices anticiclônicos (cyclônicos) barotrópicos equivalentes, que fazem parte de trens de onda gerados na Indonésia e Pacífico central, estão diretamente relacionadas com as anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre a AS (Fig. 7.1a). Em outras palavras, os sistemas que organizam a convecção e conseqüentemente a precipitação sobre a AS durante o verão parecem ser

modulados principalmente pela intensidade das anomalias da TSM do Oceano Índico, a convecção sobre a Indonésia, e pelas anomalias da TSM e convecção sobre o Pacífico Central, desde que os trens de onda parecem originar-se nestes lugares.

### **7.2.2 - Segundo Modo: tendência linear**

A segunda componente da ACP das anomalias da precipitação mensal de verão (JFM) explica 7,1% da variância total. A distribuição espacial das correlações deste segundo padrão (Fig. 7.4a) captura as características espaciais das regiões com tendência linear de precipitação sobre a AS (Fig. 6.4e-g), com pendente negativa ao longo da faixa de máxima precipitação e pendente positiva nos flancos. Valores máximos de coeficientes de correlação sobre o Sudeste do Brasil explicam 9% ( $r = 0,3$ ) da variância local (Fig. 7.4a). Nas regiões adjacentes a esta faixa, Norte do Brasil e Uruguai, os valores negativos alcançam entre 4% ( $r = -0,2$ ) e 25% ( $r = -0,5$ ) da variância local, respectivamente.

A tendência linear negativa de  $-0,03 \sigma/\text{ano}$  observada na série temporal (Fig. 7.4b), confirma que este padrão representa o padrão de tendência linear negativa da precipitação, associada à ZCAS durante os meses de verão, localizada ao longo da banda NW/SE de máxima precipitação. A série temporal deste padrão também mostra variabilidade intrasazonal e interanual.

Nesta série temporal (Fig. 7.4b) observa-se que existiram alguns anos sem variação intrasazonal, em maior proporção que no primeiro padrão, tais como os anos de 1951, 1954, 1961, 1963, 1978 e 1979. Assim, durante os três meses de cada um destes anos, o segundo padrão contribuiu com o mesmo sinal nas anomalias de precipitação da AS. Alta variação intrasazonal é observada nos anos de 1960, 1977, 1980, 1983, 1984, 1988 e 1990. Em ambos casos descritos acima registraram-se ocorrência do evento ENOS (Trenberth, 1997), mas sem um padrão consistente, o que permite concluir que não existe uma relação forte entre os eventos ENOS e as anomalias deste padrão.

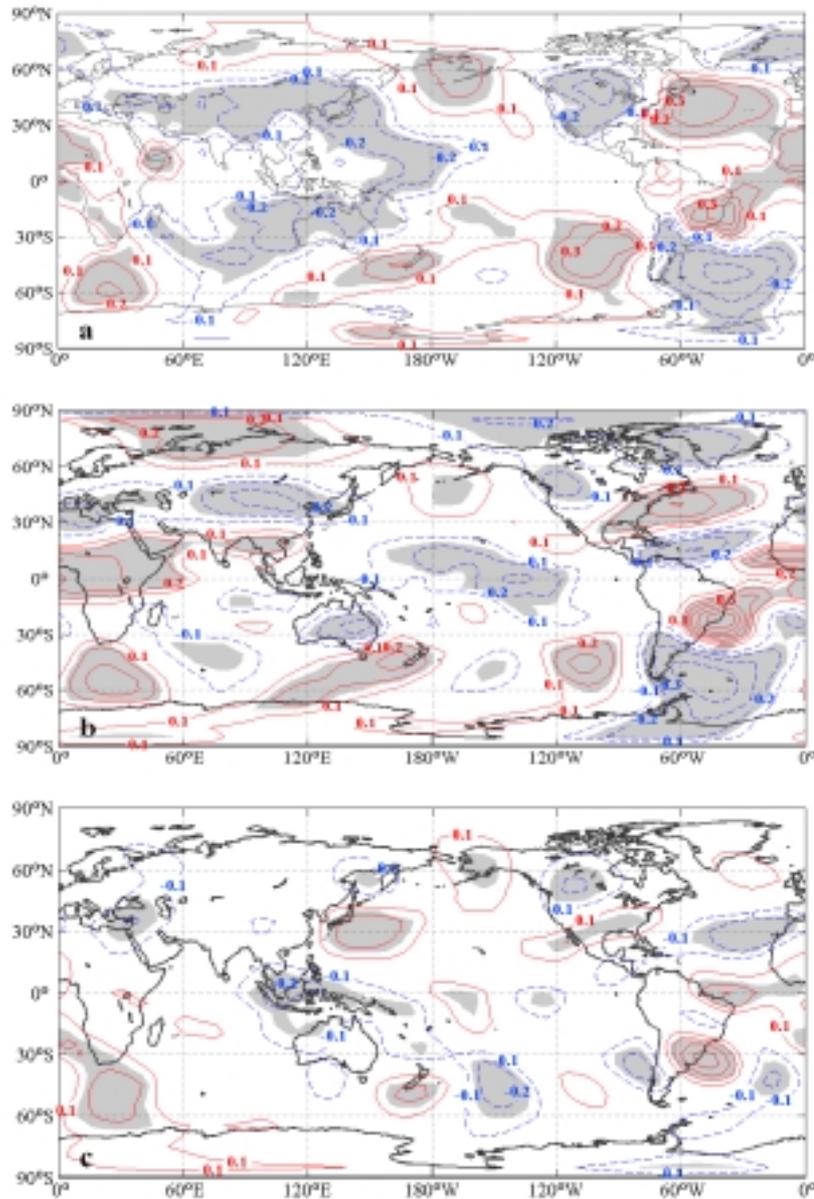


Fig. 7.3 - Correlações entre a série temporal do primeiro padrão de APC das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS e as anomalias de PNMM (a), altura geopotencial de 500 hPa (b) e da função corrente de 200 hPa (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,1. Linha de contorno zero é omitida. Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95%.

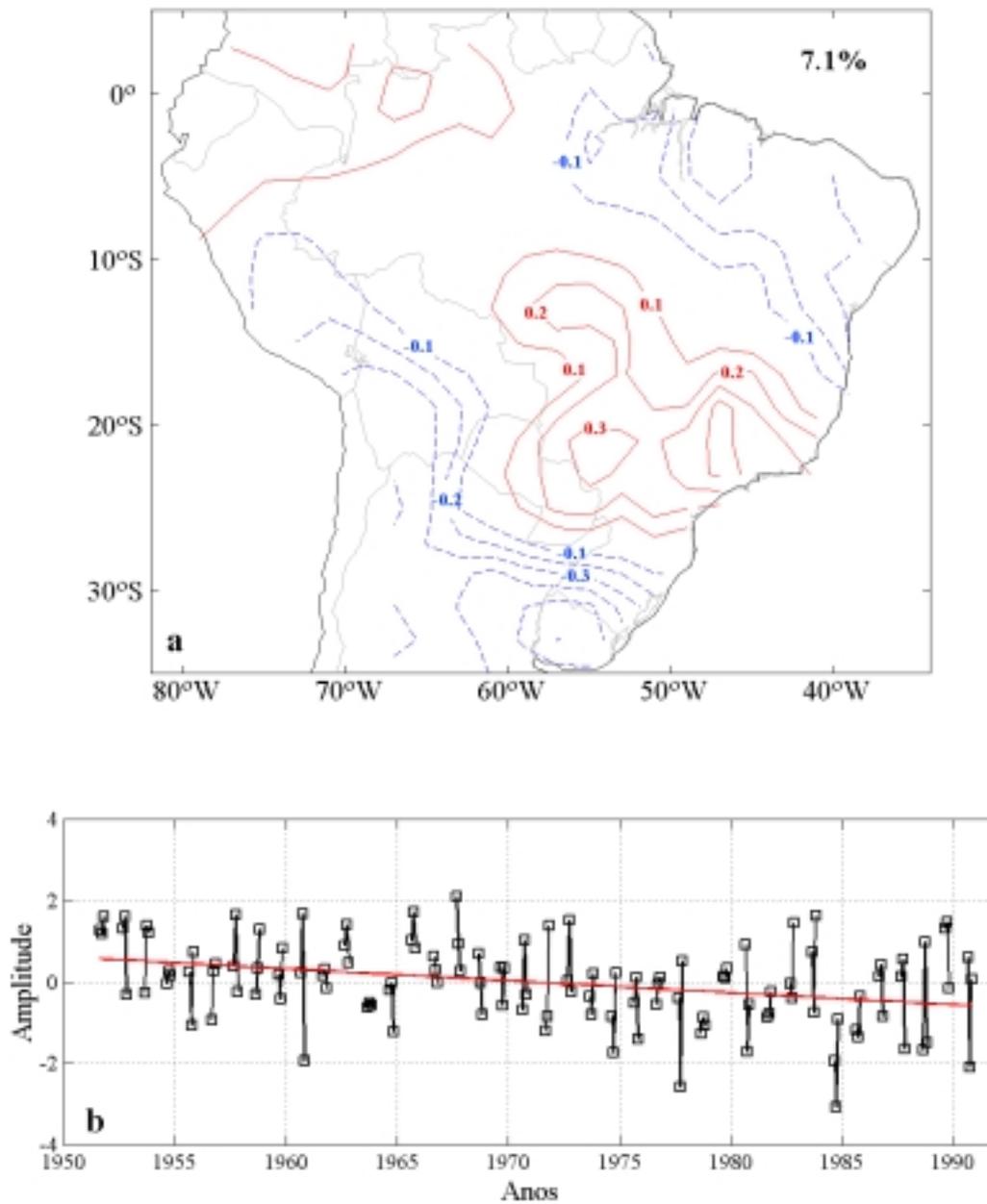


Fig. 7.4 – Idem à Fig. 7.1, mas para o segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS.

Entre 1951 e aproximadamente 1975 a variabilidade intrasazonal da série temporal é relativamente menor que no período de 1976 a 1990, onde as amplitudes são maiores, particularmente no final dos anos 80 (Fig. 7.4b). Esta característica é mais evidente na média mensal da série temporal, para cada verão (Fig. 7.5a). Na Fig. 7.5b observa-se mudança climática na metade dos anos 70, associada com o salto na média da série temporal, separando a média mensal da série em dois períodos estatisticamente distintos através do teste seqüencial de Mann-Kendall. Isto implica a existência de dois padrões distintos de precipitação sobre a AS. Um antes da metade dos anos 70 e outro após esta data.

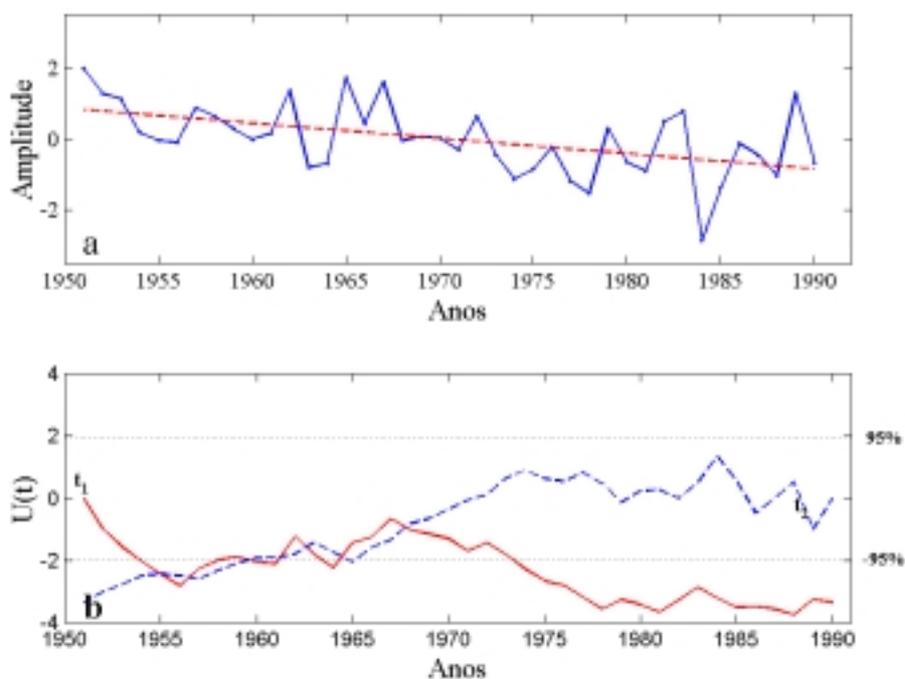


Fig. 7.5 – Distribuição das médias mensais das séries temporais do segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) sobre a AS (linha azul contínua) e tendência linear segundo o método de Sen (linha vermelha tracejada) (a). Teste seqüencial de Mann-Kendall,  $U(t)$  (b). Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Séries do teste seqüencial de Mann-Kendall par frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados.

As correlações entre a série temporal do segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) da AS com as anomalias de TSM mostra uma distribuição espacial com predominância de valores positivos (Fig. 7.6) e, aparentemente, sem nenhum padrão conhecido. A característica mais marcante é a existência de áreas com correlações significativas no Pacífico equatorial leste, no oeste do Pacífico subtropical norte, e no Atlântico subtropical norte. Este padrão indica que, quanto mais intensas forem as anomalias positivas (negativas) da TSM sobre estes lugares, as anomalias positivas (negativas) da precipitação sobre a faixa de máximas precipitações da AS serão também mais intensas. Neste mesmo padrão há correlações com menor intensidade no Caribe, região equatorial do Atlântico e nas adjacências do Sul do Brasil e Uruguai.

O campo de correlações da TSM do Pacífico (Fig. 7.6) lembra a fase madura dos eventos quentes do ENSO, quando a Circulação Walker reverte-se, induzindo intensa convecção e precipitações sobre o Equador, Peru e oeste da Amazônia e inibindo a convecção sobre o Nordeste do Brasil e leste da Amazônia (Horel e Cornejo-Garrido, 1986; Marengo, 1992; Nobre e Shukla, 1996).

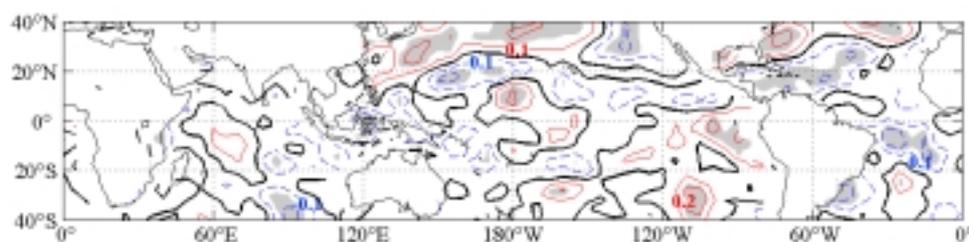


Fig. 7.6 – Idem à Fig. 7.2, mas para o segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão (JFM) da AS.

O padrão de correlações entre a série temporal do segundo padrão e a PNMM (Fig. 7.7a), revela característica de uma onda estacionária da massa atmosférica, centrada sobre o Oceano Índico e leste do Oceano Pacífico tropical, envolvendo mudanças de massas de ar entre os Hemisférios leste e oeste. Esta onda estacionária número um,

conhecida como Oscilação Sul (Trenberth e Shea, 1987), representa a fase negativa da Oscilação Sul (OS). Assim, este padrão com características da fase quente do fenômeno ENOS é similar aos padrões de correlação entre a série temporal do segundo padrão, associado com o padrão de tendências lineares da precipitação dos meses de verão sobre a AS, e os campos de TSM e PNMM (Fig.7.6 e 7.7a).

Outra característica no campo de correlações (Fig. 7.7a) é a presença de dois trens de onda que partem da Indonésia. Um, relativamente fraco, em direção às latitudes extratropicais do Hemisfério Norte e outro para o Hemisfério Sul. Este último enfraquece sobre o Pacífico subtropical leste, ao deslocar-se em direção ao extremo sul da AS. Outro trem de onda de altas latitudes desloca-se para latitudes tropicais sobre o Atlântico Sul a partir de  $\sim 75^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{W}$ .

Nota-se que a configuração dos trens de onda dos dois Hemisférios é mais clara no padrão de correlação da altura geopotencial no nível de 500 hPa (Fig. 7.7b) que no padrão de PNMM (Fig. 7.7a), e a estrutura de ambos é barotrópica equivalente. No campo de correlações no nível de 500 hPa observa-se que o trem de ondas do Hemisfério Sul intensifica-se sobre o sul do Brasil e Uruguai.

No campo de correlações entre a série temporal do segundo padrão da ACP das anomalias de precipitação de verão e a função corrente (Fig. 7.7c) observa-se claramente dois trens de onda barotrópicos equivalentes partindo da Indonésia. A onda do Hemisfério Sul atinge a AS e desloca-se para latitudes tropicais ao longo da costa leste, e a onda do Hemisfério Norte atinge o Estreito de Bering e desloca-se para latitudes mais baixas sobre a América do Norte. Estes trens de onda são originados pela alta convecção sobre a Indonésia, que atua como forçantes para as ondas de Rossby (Hoskins e Karoly, 1981)

Calculou-se dois compostos para os campos de TSM, PNMM, altura geopotencial de 500 hPa e vento zonal dos meses de verão. Um entre 1951 e 1971 (20 anos) e o outro entre 1976 e 1990 (15 anos), baseados na análise da Fig. 7.4, sem tomar em conta os anos de 1972 a 1975, considerados como anos de transição.

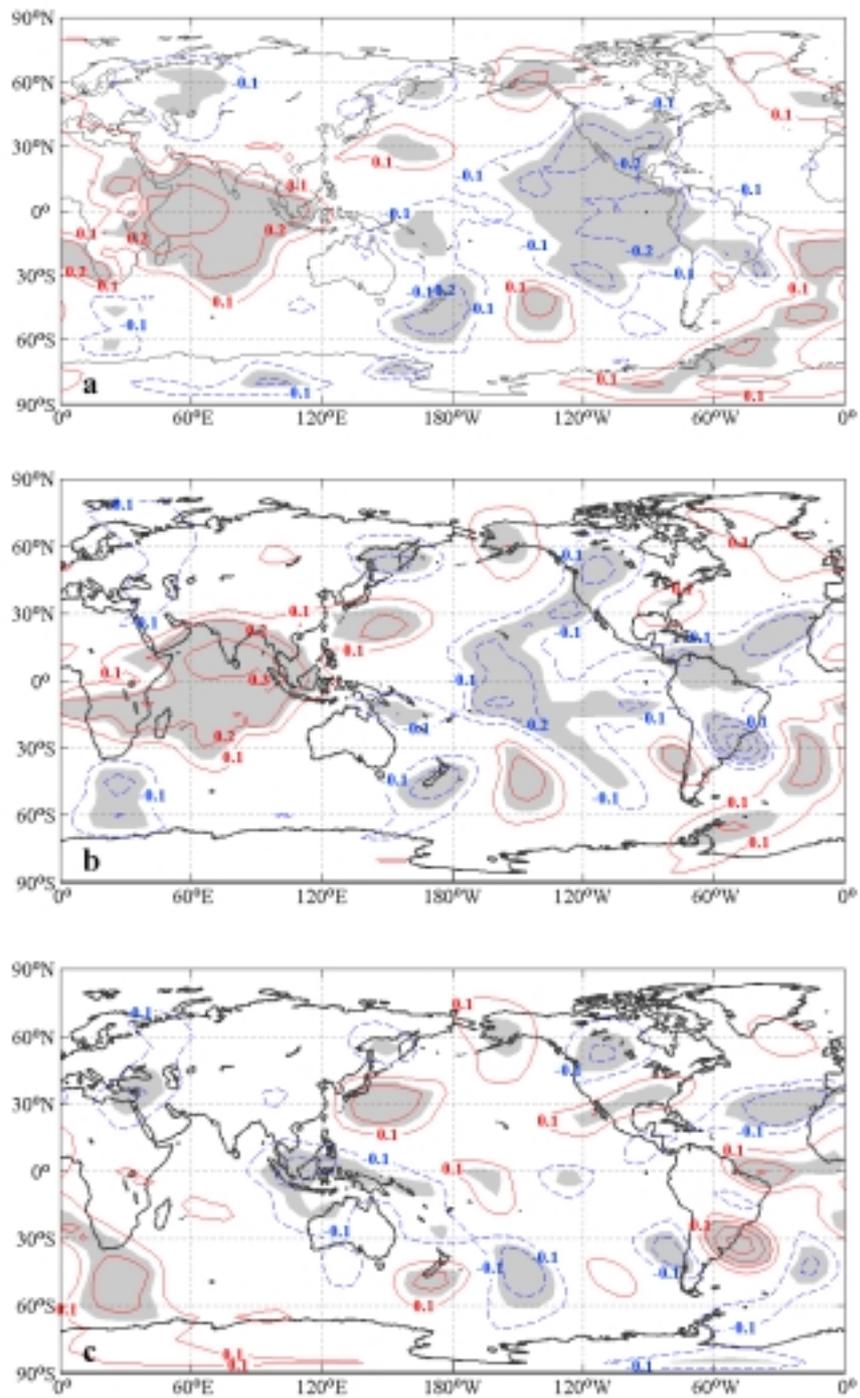


Fig. 7.7 – Idem à Fig. 7.3, mas para o segundo padrão das anomalias de precipitação de verão (JFM) da AS.

Na Fig. 7.8 observa-se diferenças positivas (negativas) de TSM concentradas sobre o leste do Pacífico tropical (Pacífico central e oeste do Pacífico subtropical norte), sendo que os valores positivos máximos alcançam 0,8 °C na costa do Peru e os valores mínimos chegam até -0,6 °C no oeste do Pacífico subtropical norte. Sobre quase todo o Atlântico subtropical sul as diferenças são positivas e alcançam 0,8 °C no sul do Atlântico subtropical sul. No Atlântico equatorial, adjacente à costa da AS as anomalias são negativas em torno de -0,2 °C. Este padrão de anomalias lembra o principal padrão da TSM, obtido com dados de baixa frequência por Zhang et al. (1997), associado com a variabilidade quase decadal, com características de ENOS.

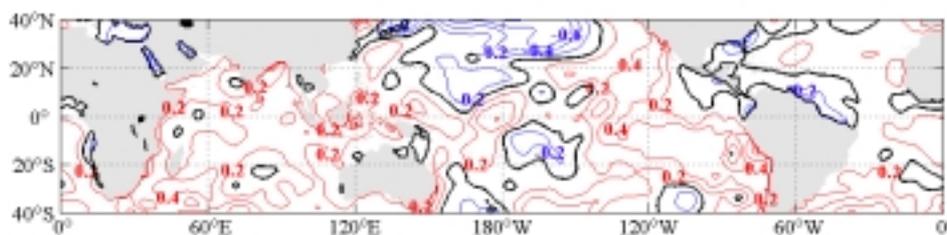


Fig. 7.8 – Diferenças dos compostos de verão (JFM) entre 1976/90 e 1951/71 para a TSM. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0,2 °C. Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua.

No Hemisfério Norte as mudanças mais notáveis no campo de PNMM (Fig. 7.9a) são a intensificação das baixas das Aleutas e Islândia, enfraquecimento do anticiclone da Sibéria e intensificação do anticiclone dos Açores. Este último sistema associado com a baixa da Islândia mostra um padrão positivo da Oscilação do Atlântico Norte (NAO). No Hemisfério Sul ocorreu uma intensificação da baixa circumpolar, alcançando valor mínimo ao redor de 60°S- 120° W.

As diferenças na altura geopotencial no nível de 500 hPa (Fig. 7.9b) sobre o Hemisfério Norte seguem o comportamento observado no campo de PNMM, exceto com a intensificação do anticiclone do Canadá. No Hemisfério Sul a baixa circumpolar

intensificou-se, seguindo o mesmo padrão da PNMM. Neste mesmo nível pode-se observar também a intensificação do jato subtropical no sul do Oceano Índico (~45°S e 60°E) e no extremo sul da AS, corrente acima do núcleo mínimo da baixa circumpolar.

No segundo período dos compostos (1976/90) o jato subtropical no nível de 200 hPa do Hemisfério Norte intensificou-se sobre o continente Asiático e, principalmente sobre Oceano Pacífico Norte e Atlântico Norte (Fig. 7.9c). No Hemisfério Sul o jato subtropical enfraqueceu sobre os três oceanos, sendo mais intenso sobre o Oceano Pacífico Sul (~28°S, 140°W), indicando possíveis mudanças da intensidade e localização dos “storms tracks” sobre o Hemisfério Sul.

A análise efetuada indica que a tendência linear negativa observada ao longo da faixa de máxima precipitação de verão (JFM) sobre a AS é produto da mudança que vem ocorrendo sobre o Oceano Pacífico a partir da metade da década de 70. Esta mudança envolve incremento da TSM sobre o leste do Pacífico tropical e diminuição sobre o Pacífico equatorial central e subtropical norte, modificando as condições atmosféricas.

A dinâmica da modulação da TSM está associada com teleconexões que partem da alta convecção sobre a Indonésia e propagam-se através de ondas de Rossby, atingindo a AS, seja pelo Hemisfério Norte, modulando a NAO e a dinâmica da circulação do Atlântico Norte, ou através do Hemisfério Sul, onde os sistemas transientes, modulados pelo jato subtropical, atingem a AS e deslocam-se ao longo da costa leste, modulando os padrões de precipitação.

### **7.3 - ANÁLISE DA DECOMPOSIÇÃO DOS VALORES SINGULARES:**

#### **PRIMAVERA**

Foram escolhidos os meses de setembro a novembro para analisar a mudança observada nas tendências lineares da precipitação sobre grande parte da AS, entre os meses setembro/outubro e o mês de novembro, e determinar os padrões oceano/atmosféricos de grande escala relacionados com as características das tendências lineares destes meses, bem como analisar a mudança temporal ocorrida durante os anos 70.

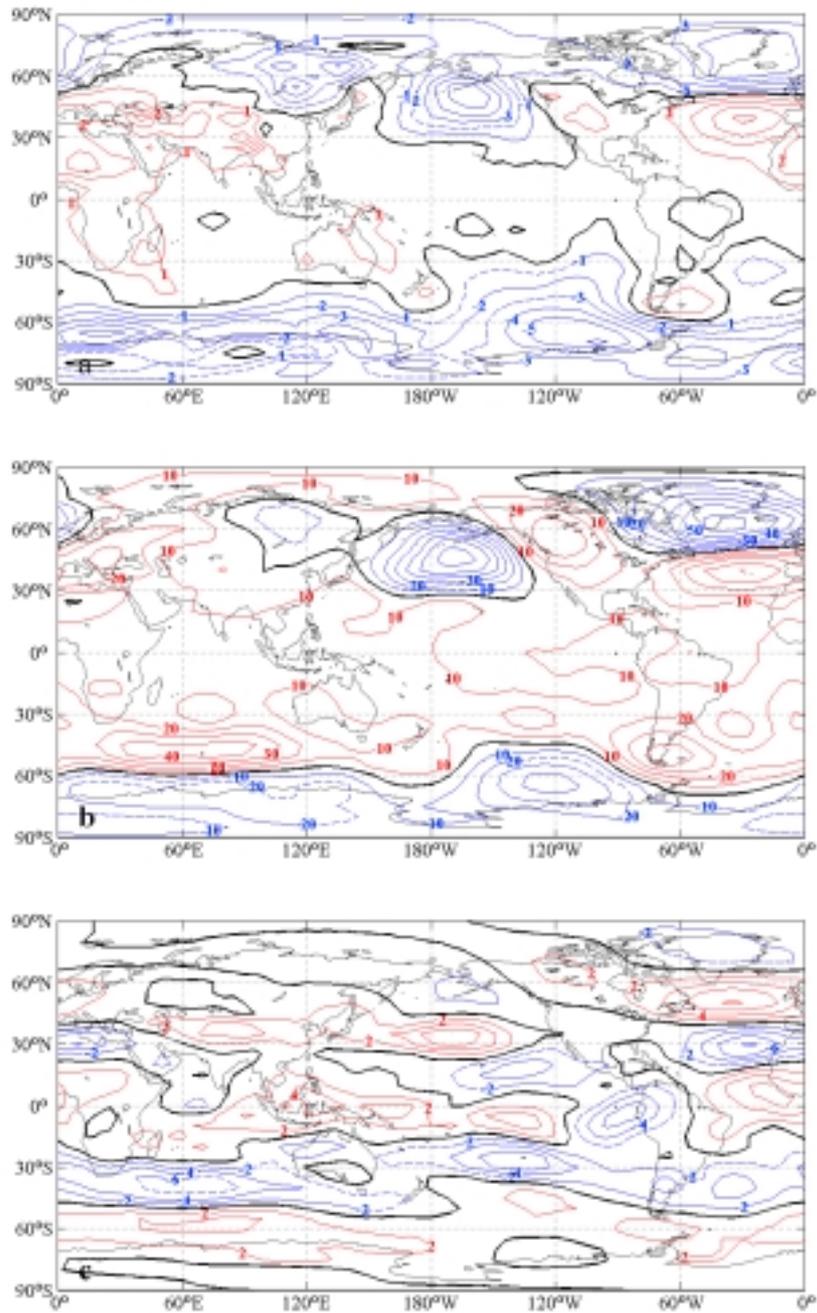


Fig. 7.9 – Diferenças dos compostos de verão (JFM) entre 1976/90 e 1951/71 para a PNMM (a), altura geopotencial em 500 hPa (b) e vento zonal em 200 hPa (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 1,0 hPa em (a), 10,0 mgp em (b) e 2,0 m/s em (c). Linha de contorno zero indicada por isolinha preta contínua.

A análise da DVS é utilizada como ferramenta para determinar modos acoplados de variabilidade entre a precipitação da AS e o campo de PNMM da faixa latitudinal entre 80°S e 20°S, uma vez que estudos relativos à Oscilação Semi-anual do Hemisfério Sul e a Oscilação da Antártica apresentam evidências de oscilações quase decadal e tendência linear, particularmente durante a estação de primavera (Hurrell e Van Loon, 1994; Chen e Yen, 1997; Thompson e Wallace, 1999).

Os três primeiros modos da DVS dos campos acoplados de precipitação e PNMM, obtidos a partir de dados normalizados, explicam 37,9%, 19,7% e 9,8% da covariância quadrática total, respectivamente. Embora o terceiro e quarto modos não estejam bem separados, este último explica 7,2% da covariância, razão pelo qual a discussão enfocará somente os dois primeiros modos.

As Fig. 7.10 e 7.13 mostram os padrões espaciais associados e seus correspondentes coeficientes temporais de expansão dos dois primeiros modos acoplados da DVS. A correlação entre os coeficientes temporais de expansão do primeiro modo de DVS ( $DVS_1$ ) da precipitação sobre a AS e a PNMM é 0,57, significativo ao nível de 95% e para o segundo modo de DVS ( $DVS_2$ ) é 0,53, significativo ao nível de 95%. Estas correlações sugerem que a precipitação e a PNMM estão ligeiramente melhor acopladas no primeiro modo que no segundo.

### **7.3.1 - Primeiro modo: padrão Pacífico-América do Sul**

O padrão espacial de  $DVS_1$  da precipitação (Fig. 7.10a) revela que este modo apresenta anomalias de sinais opostos entre latitudes menores que 20°S e maiores que esta. Anomalias centradas sobre o norte da Região Sudeste e sul do Nordeste do Brasil, estendendo-se em direção à Amazônia, são opostas às anomalias do núcleo localizado sobre a Região Sul do Brasil, indicando anomalias de precipitação polarizadas, N/S, sobre o lado leste da AS.

Combinando a série temporal da precipitação (Fig. 7.10c) com o padrão espacial (Fig. 7.10a), nota-se a existência de anomalias positivas de precipitação sobre o Sudeste, sul do Nordeste e Região Central do Brasil durante vários anos e anomalias negativas sobre

a Região Sul, centrados na metade da década de 50, início dos anos 70 e metade da década de 80. Isto indica que este modo apresenta forte variabilidade quase decadal e fraca variabilidade interanual e intrasazonal da precipitação sobre a AS.

O padrão espacial de  $DVS_1$  da PNMM (Fig. 7.10b) representa um padrão de onda número três em altas latitudes, centradas aproximadamente em  $60^\circ\text{S}$ , e um trem de onda muito bem definido estendendo-se do Pacífico tropical até a AS, similar ao padrão Pacífico - América do Sul (Mo e Higgins, 1998). A série temporal da PNMM deste modo (Fig. 10.b) apresenta a similar variabilidade quase decadal que a série de precipitação (Fig. 10.d).

O campo de correlações entre a série temporal da  $DVS_1$  da PNMM e a TSM (Fig. 7.11a) mostra correlações negativas em todos os oceanos sobre a região equatorial. Os menores valores localizam-se sobre o Pacífico central (- 0,3). Correlações positivas estendem-se da Austrália à região da ZCPS e ao oeste do Pacífico subtropical norte. Este padrão se parece com o composto de TSM quase bienal de Barnett (1991), baseado em Análise de Funções Ortogonais Empíricas Complexas. Este modo é considerado elemento fundamental da variabilidade do ENOS.

As correlações entre a série temporal da  $DVS_1$  da PNMM e as anomalias do campo de altura de geopotencial de 500 hPa. (Fig. 7.11b) apresentam padrão similar ao padrão espacial de  $DVS_1$  da PNMM (Fig. 7.10b), indicando que o trem de onda que se desloca da região tropical em direção a AS e a onda número três observada nas latitudes médias são barotrópicas equivalente.

No campo de correlações entre a série temporal da  $DVS_1$  da PNMM e a função corrente em 200 hPa (Fig. 7.11c) observa-se outras características da circulação atmosférica associada com este padrão. O trem de onda que se desloca da região tropical para a AS, observada na superfície e no nível de 500 hPa, inicia-se sobre a Indonésia. Este trem de onda parece modular a onda número três de latitudes médias, devido à intensificação ao longo da sua trajetória até atingir o extremo sul da AS, onde dirige-se para o norte sobre a costa leste da AS e aparentemente mistura-se sobre o Atlântico tropical norte com as ondas do Hemisfério Norte que também originaram-se sobre a Indonésia.

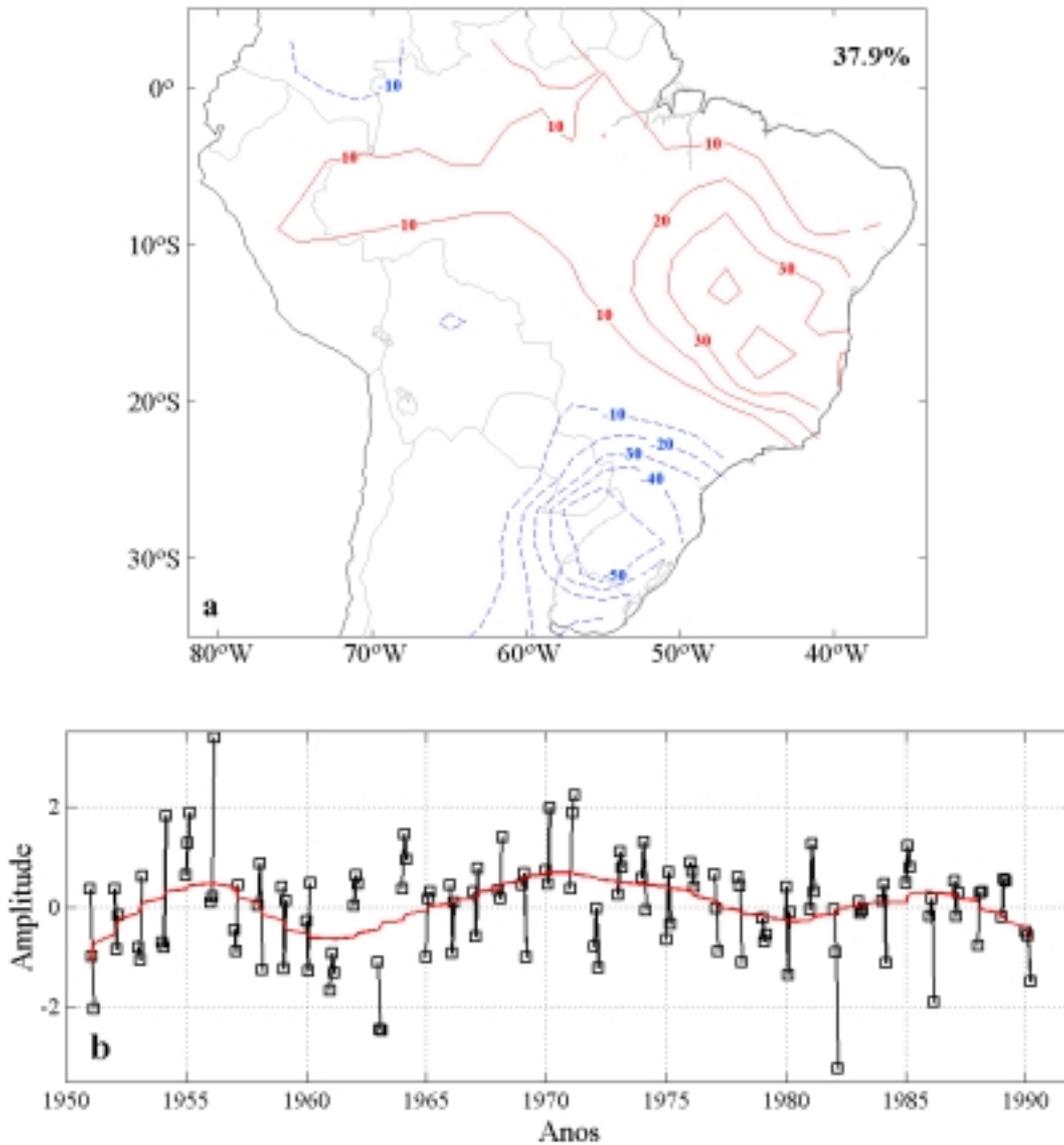


Fig. 7.10 – Padrões espaciais para a  $DVS_1$  da precipitação da primavera (SON) sobre a AS (a) e da PNMM (c), apresentados como mapas de regressão homogênea. Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 10,0 mm em (a) e 1,0 hPa em (c). Linha de contorno zero é omitida. Coeficientes temporais de expansão normalizados para a  $DVS_1$  da precipitação (b) e da PNMM (d). Linha vermelha contínua indica séries suavizadas pelo método de Regressão Local. (contínua)

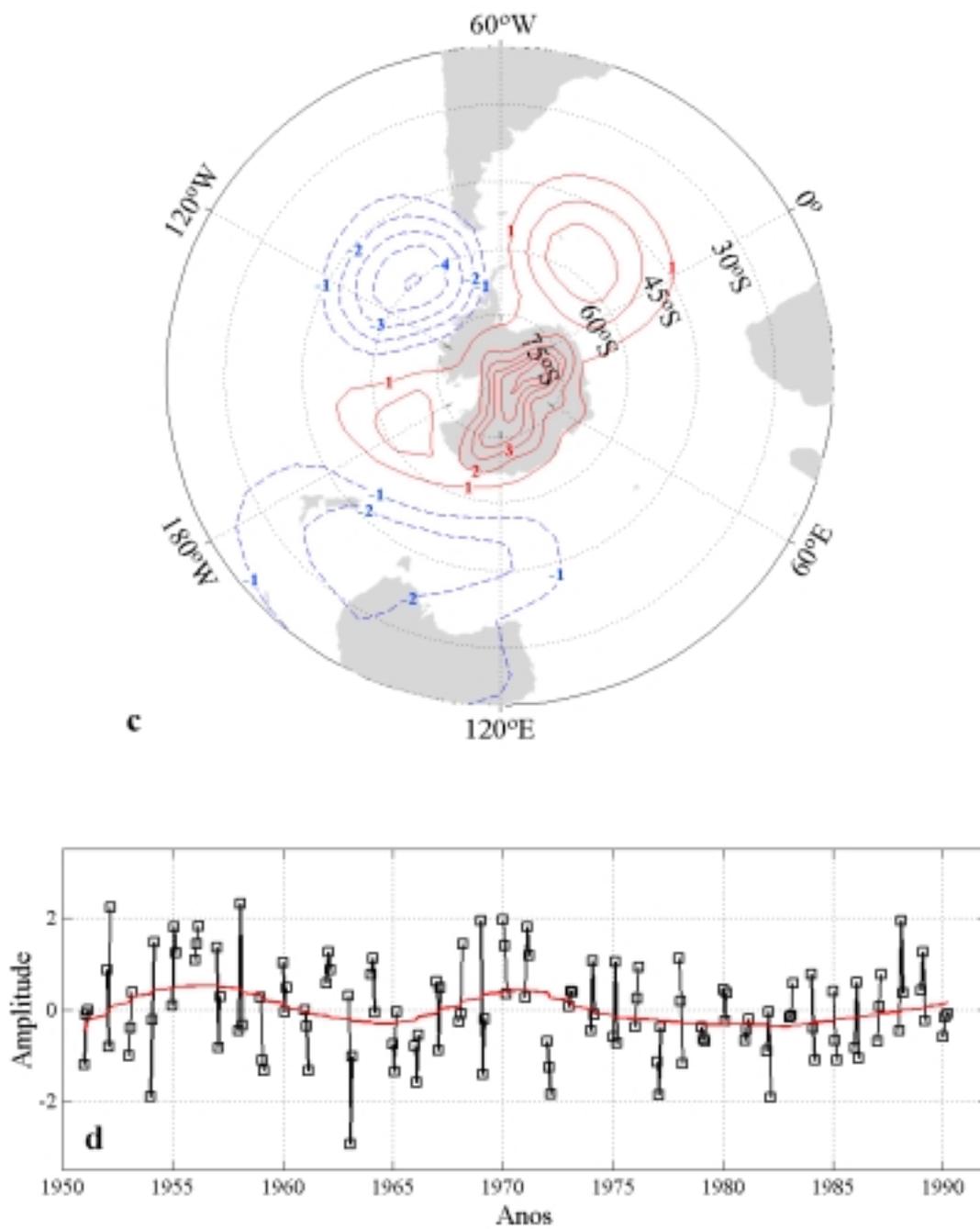


Fig. 7.10 - Conclusão

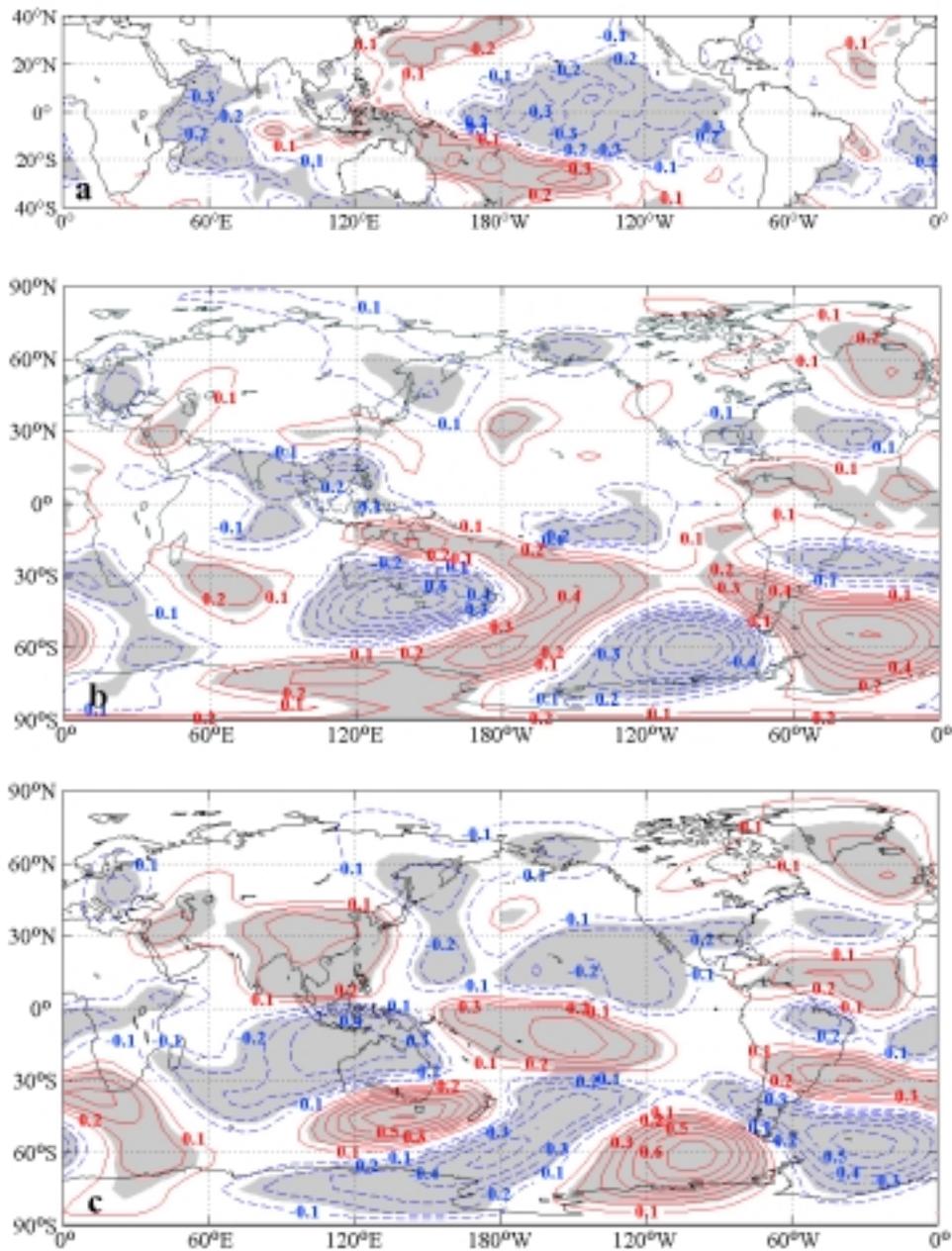


Fig. 7.11 – Correlações entre a série temporal da  $DVS_1$  da PNMM da primavera (SON) e a TSM (a), altura geopotencial em 500 hPa (b) e função corrente (c). Linha de contorno positiva (negativa) indicada por isolinha vermelha contínua (azul tracejada). Intervalo de 0.1. Linha de contorno zero é omitida. Áreas sombreadas indicam significância ao nível de 95%.

### 7.3.2 - Segundo modo: Oscilação da Antártica

O padrão espacial de  $DVS_2$  da precipitação (Fig. 7.12a) é bastante parecido ao primeiro, sendo que existe uma diferença latitudinal na localização das anomalias. Este padrão está caracterizado principalmente pelas anomalias de precipitação de sinal oposto entre o Sudeste e o Centro-Oeste do Brasil com a Região Sul.

A tendência linear crescente da série temporal (Fig. 7.12c) indica a natureza de baixa frequência deste modo, capturando as características das tendências lineares da precipitação mensal de primavera sobre a AS. O padrão espacial em conjunto com a série temporal sugere que a Região Sul vem sofrendo incremento constante de precipitação. Por outro lado nas Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil as precipitações vêm decrescendo. A série temporal, além da tendência linear, mostra pouca variabilidade interanual, mas destacam-se alguns anos com alta variabilidade intrasazonal, como por exemplo os anos de 1954, 1960, 1974, 1975, 1979 e 1982.

O padrão da  $DVS_2$  da PNMM (Fig. 7.12b) mostra uma intensa simetria zonal com reversão de fase entre latitudes altas e médias, particularmente sobre o sul do Oceano Índico e leste do Pacífico. A série temporal da  $DVS_2$  da PNMM (Fig. 7.12d) mostra uma tendência linear positiva e pouca variabilidade interanual, destacando-se anos com alta variabilidade intrasazonal, tal como os anos de 1965, 1974, 1980 e 1988.

A série temporal da  $DVS_1$  da precipitação apresenta mudança temporal significativa no ano de 1973. Esta mudança pode ser apreciada com maior detalhe na média mensal da série temporal para cada verão (Fig. 7.13a).

O teste seqüencial de Mann-Kendall (Fig. 7.13b) separa esta série em duas séries estatisticamente distintas para os períodos de 1951 a 1972 e de 1973 a 1990. Estes períodos servirão como base para as análises de compostos da  $DVS_2$  da precipitação e da PNMM.

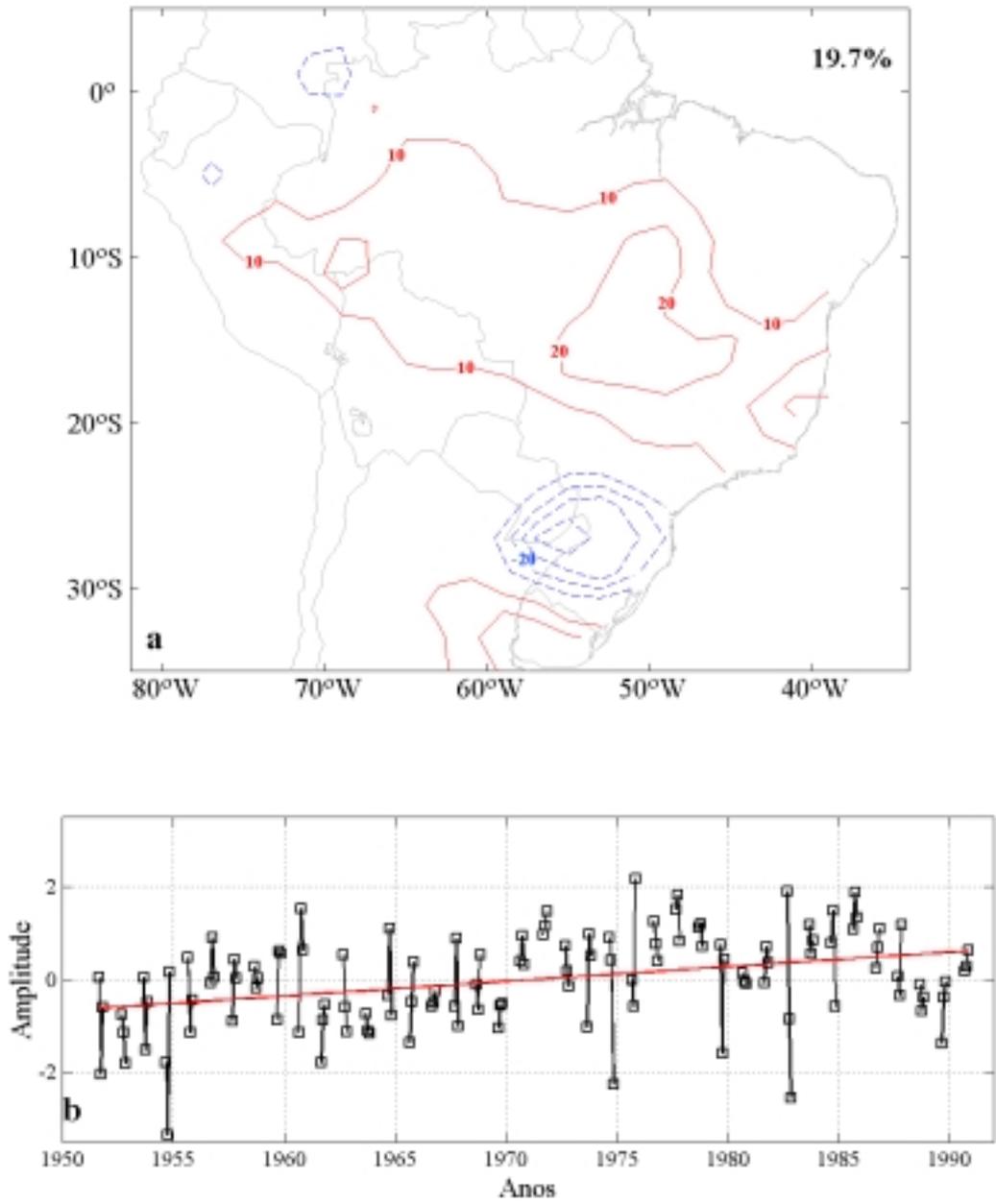
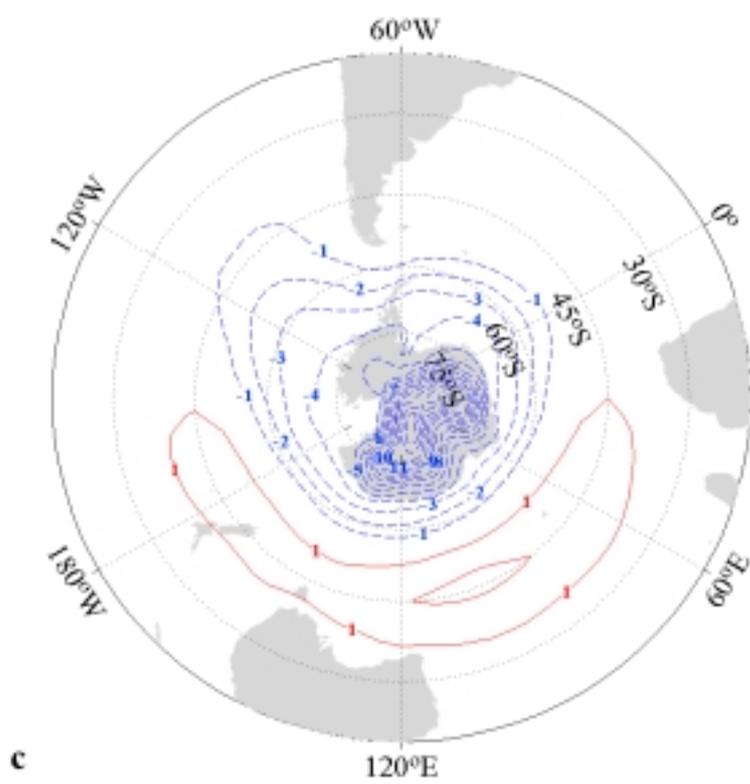
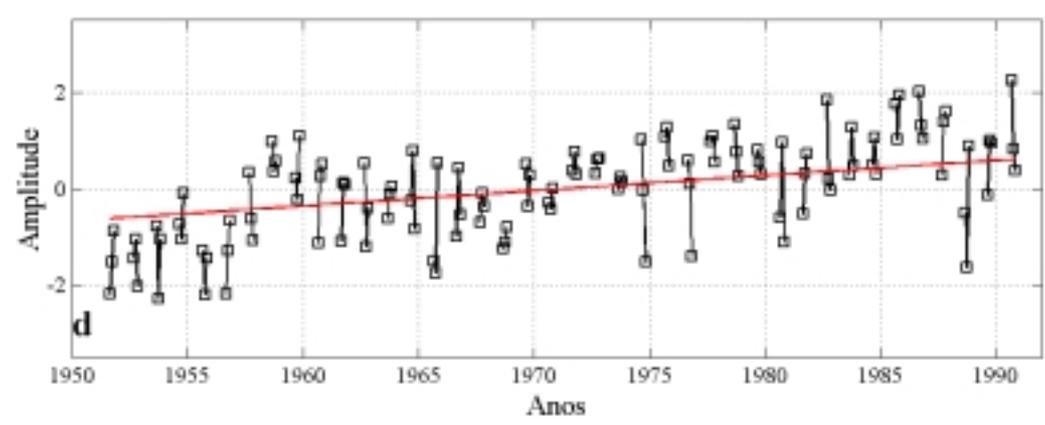


Fig. 7.12 – Idem à Fig. 7.10, mas para a  $DVS_2$  das anomalias de precipitação da primavera (SON) sobre a AS.  
(contínua)



**c**



**d**

Fig. 7.12 - Conclusão

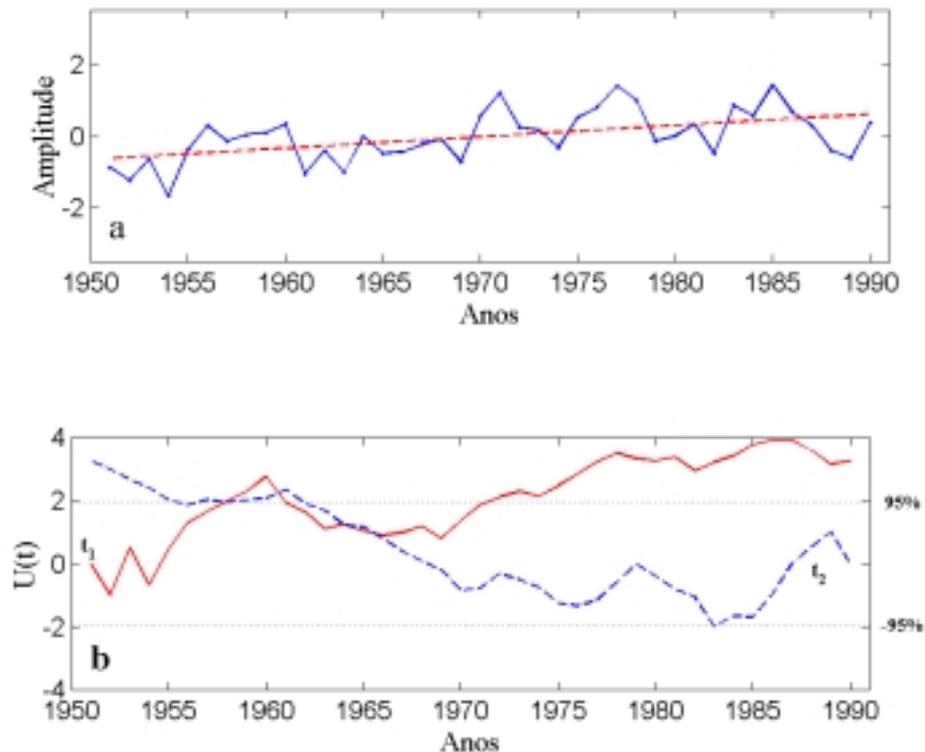


Fig. 7.13 – Distribuição das médias mensais da série temporal da DVS<sub>2</sub> da precipitação sobre a AS (linha preta contínua) e tendência linear segundo o método de Sen (linha vermelha tracejada) (a). Teste seqüencial de Mann-Kendall,  $U(t)$  (b). Linhas horizontais pontilhadas indicam significância ao nível de 95%. Séries do teste seqüencial de Mann-Kendall par frente,  $t_1$ , (linha vermelha contínua) e para trás,  $t_2$ , (linha azul tracejada) são indicados.

O campo de correlações entre a série temporal da DVS<sub>2</sub> da PNMM e a TSM (Fig. 7.14a) é parecido com padrão de TSM de variabilidade decadal, com características do ENOS (Zhang et al., 1997). Neste campo de correlações observa-se relação direta com a TSM do Pacífico leste, Oceano Índico e Atlântico Sul e relação inversa com a TSM do Pacífico Norte. Deste modo, as tendências da precipitação sobre a AS durante a estação de primavera está associada com anomalias positivas de TSM no leste do Pacífico equatorial, Oceano Índico e Atlântico Sul e anomalias negativas sobre o Pacífico norte.

As correlações entre a série temporal deste segundo padrão de PNMM (Fig.7.12d) com as anomalias da altura geopotencial de 500 hPa (Fig. 7.14b), mostram com maior clareza o padrão da DVS<sub>2</sub> da PNMM, indicando a natureza barotrópica deste padrão. Este padrão de correlações também evidencia uma onda de número três, com centros sobre os três oceanos ao longo de 45°S. A amplitude desta onda é máxima no sul do Oceano Índico e sudeste do Pacífico sul.

Na Fig. 7.14c a distribuição espacial de correlações entre a série temporal da DVS<sub>2</sub> da PNMM com a função corrente mostra um trem de onda partindo da Indonésia deslocando-se para latitude médias do Hemisfério Norte, atingindo a Alasca e retornando para latitudes menores alcançando o Caribe. No Hemisfério Sul não se observa claramente nenhum trem de onda que parta da Indonésia, mas observa-se duas ondas sobre as latitudes extratropicais. Uma onda de número três nas latitudes médias, observada no níveis inferiores, e outra onda de número dois em ~75°S, com amplitudes máximas em 0° e em 120°E. A onda de número três, ao atingir o extremo sul da AS, aparentemente divide-se em dois ramos. Um ramo segue na mesma latitude e o outro desloca-se para latitudes menores sobre a AS, juntando-se à onda do Hemisfério Norte.

Foram calculadas as diferenças dos compostos entre 1976/91 e 1951/1971 para a média dos meses de primavera (SON), baseados na análise do teste seqüencial de Mann-Kendall (Fig. 7.13b), da TSM, PNMM, altura geopotencial em 500 hPa e vento zonal em 200 hPa, apresentados nas Fig. 7.15 e 7.16.

As maiores diferenças na TMS entre os dois períodos registram-se sobre o Pacífico central e leste, Oceano Índico e Atlântico sul (Fig. 7.15). Valores negativos observam-se sobre o Pacífico subtropical norte e subtropical sul. Valores máximos (~0,8 °C) localizam-se sobre o equador em ~180°W e valores mínimos (-0,4 °C) registram-se sobre o Pacífico subtropical norte e sul.

Este padrão é similar ao principal padrão da TSM obtidas com séries de baixa frequência por Zhang et al. (1997), diferenciando-se do padrão de compostos de TSM dos meses de JFM (Fig. 7.8), na configuração e intensidade das anomalias do Pacífico central. Sobre o Atlântico Sul observa-se um padrão similar ao dos meses de JFM.

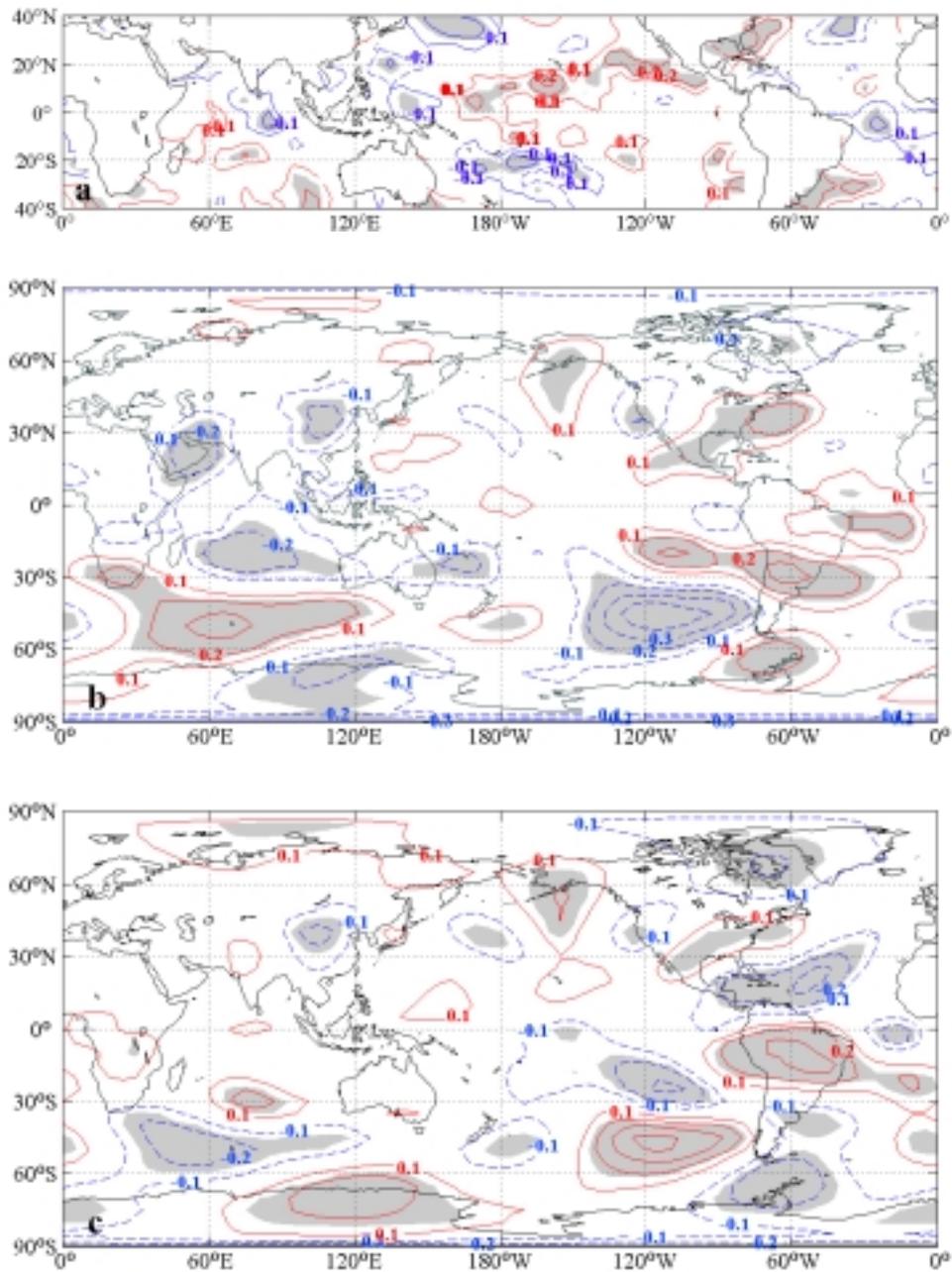


Fig. 7.14 – Idem à Fig. 7.11, mas para a série temporal da  $DVS_2$  da PNMM da primavera (SON).

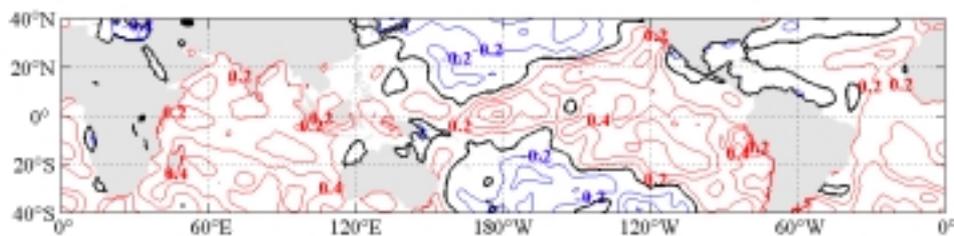


Fig. – 7.15 Idem à Fig. 7.8, mas para a primavera (SON).

As características mais importantes no campo de diferença da PNMM (Fig. 7.16a), altura geopotencial em 500 hPa (Fig. 7.16b) e vento zonal em 200 hPa (Fig. 7.16c) dos meses de SON são observadas no Hemisfério Sul. Entre estas encontra-se a intensificação da baixa circumpolar do Hemisfério Sul, observadas nos campos da PNMM e em 500 hPa. No campo das diferenças da PNMM, observa-se no extremo sul da AS um pequeno anticiclone, flanqueado por dois cavados, um intenso sobre o leste do Pacífico Sul e outro no oeste do Atlântico sul configurando uma estrutura favorável à ocorrência de bloqueios atmosféricos nesta região. O anticiclone intensifica-se no nível de 500 hPa, associado ao cavado do oeste do Atlântico Sul, e observa-se a intensificação do jato subtropical sobre o Oceano Índico (~45°S).

As características mais importantes no campo de diferença da PNMM (Fig. 7.16a), altura geopotencial em 500 hPa (Fig. 7.16b) e vento zonal em 200 hPa (Fig. 7.16c) dos meses de SON são observadas no Hemisfério Sul. Entre estas encontra-se a intensificação da baixa circumpolar do Hemisfério Sul, observada nos campos da PNMM e em 500 hPa. No campo das diferenças da PNMM, observa-se no extremo sul da AS um pequeno anticiclone, flanqueado por dois cavados, um intenso sobre o leste do Pacífico Sul e outro no oeste do Atlântico sul configurando uma estrutura favorável à ocorrência de bloqueios atmosféricos nesta região. O anticiclone intensifica-se no nível de 500 hPa, associado ao cavado do oeste do Atlântico sul, e observa-se a intensificação do jato subtropical sobre o Oceano Índico (~45°S).

O jato subtropical em 200 hPa enfraqueceu, ao longo de 30°S, sobre praticamente todo o globo, e o jato de latitudes médias intensificou-se no Hemisfério Leste ao longo de

~60°S (Fig. 7.16c). Estas características estão acompanhadas da intensificação dos ventos de leste sobre a faixa equatorial entre a AS e a África e sobre a Indonésia, e enfraquecimento sobre o Pacífico leste, entre a linha de Data e a costa oeste da AS. Esta configuração parece indicar enfraquecimento da Circulação Walker, relacionada diretamente com o campo de diferenças da TSM, associado com convergência sobre o Pacífico central equatorial e divergência sobre a região equatorial da costa oeste da AS.

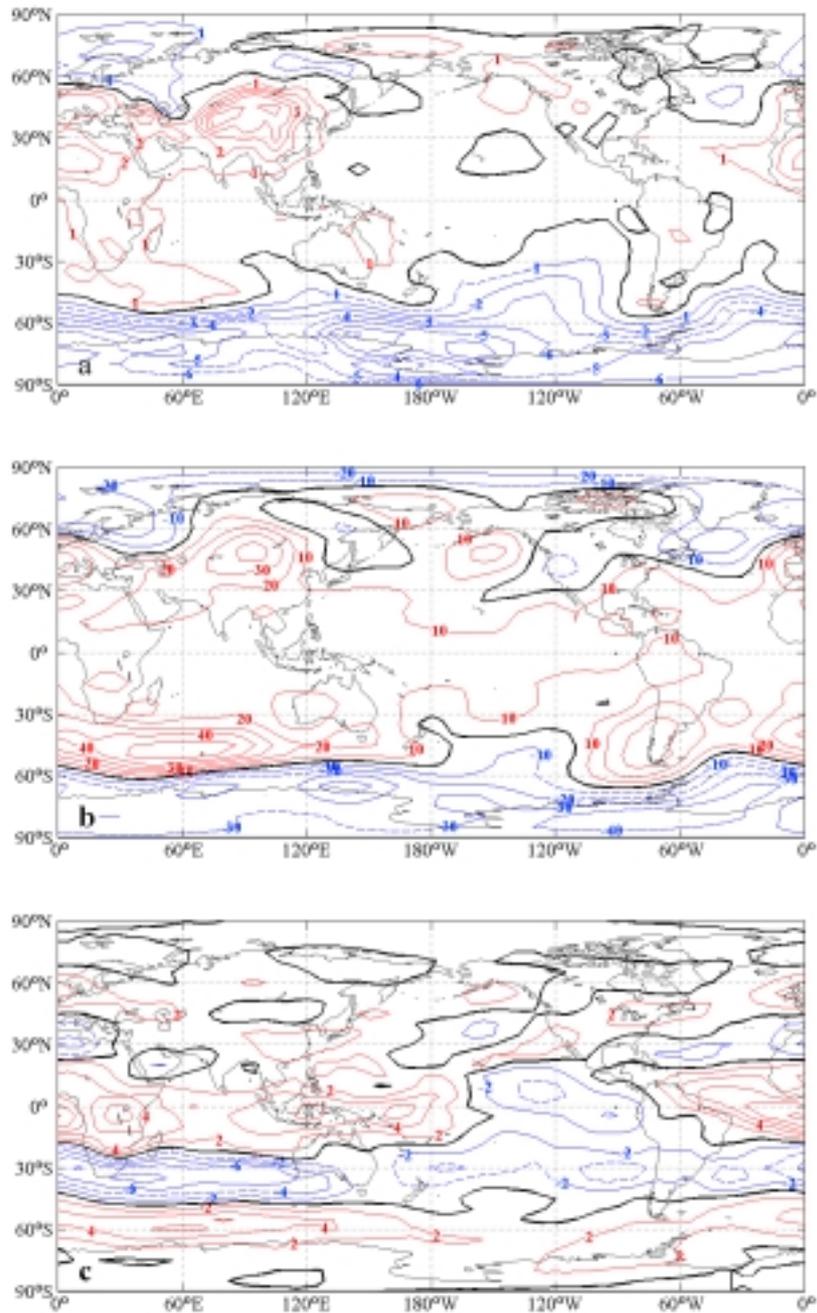


Fig. 7.16 - Idem à Fig. 7.9, mas para a primavera (SON).

## 7.4 – RESUMO DO CAPÍTULO

As análises multivariadas realizadas neste Capítulo mostram que a principal forçante dos padrões de precipitação sobre a AS durante o verão e primavera são as anomalias da TSM do Pacífico. Sugere-se que as anomalias de TSM sobre o Oceano Índico e Pacífico oeste sejam as forçantes de ondas barotrópicas equivalentes que se propagam como ondas de Rossby, seguindo padrões de teleconexões para a AS. As teleconexões parecem seguir padrões de grande escala, como o PNA (Fig.7.3b -c) do Hemisfério Norte e o PSA (Fig. 7.3b; Fig. 7.11b-c) do Hemisfério Sul.

Durante o verão as mudanças da precipitação ao longo da faixa de máxima precipitação, associada à ZCAS, parece ser modulada pelos sistemas do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul. Destacam-se os padrões PNA e NAO (Fig. 7.9b), esta última caracterizada pela intensificação do anticiclone do Açores, entre 1976/90, associada aos ventos alíseos, enfraquecendo o transporte de umidade para a AS. Por outro lado, o enfraquecimento do jato subtropical do Hemisfério Sul, principalmente sobre o Pacífico central, associado com a intensificação de uma configuração de bloqueio sobre o extremo sul da AS, provavelmente modificou as regiões de “storms track” alterando a chegada das ondas baroclínicas às regiões tropicais da AS.

Nos meses de primavera as mudanças da TSM sobre o Pacífico central (Fig. 7.15) foram mais intensas que as de verão, ocasionando enfraquecimento da Circulação de Walker (Fig. 7.16c). O incremento da TSM sobre toda a região equatorial do Oceano Pacífico e Índico entre 1976/90 com respeito a 1951/71 (Fig.7.15), parece ter intensificado o jato subtropical em 500 hPa e enfraquecido em 200 (Fig.7.16.c). Também, a configuração de bloqueio intenso observado no extremo sul da AS, adjacente ao Oceano Pacífico, associado a um cavado no leste do Atlântico Sul, possivelmente está relacionado com a intensificação da baixa circumpolar que contribui na sua manutenção.

Pode-se concluir que os padrões espaciais de tendências lineares coerentes, observados na AS durante o verão e a primavera, são resultado principalmente das mudanças temporais ocorridas na metade da década de 70, associados diretamente com as mudanças da TSM do Pacífico, com características do ENOS.

## CAPÍTULO 8

### DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os objetivos fundamentais deste trabalho foram enumerados na introdução. Em resumo enfoca-se principalmente a variabilidade climática de longo prazo sobre a AS e determinação de suas possíveis causas, baseadas, a partir da análise de séries temporais da precipitação mensal de 1951 a 1990 sobre a AS, bem como a variabilidade climática em escalas intrasazonais sobre o Brasil através do estudo de séries de precipitação diária de 1979 a 1993.

A abordagem principal deste trabalho foi a análise estatística das observações de precipitação mensal e diária. Combinando diferentes métodos estatísticos, determinou-se estatísticas básicas, oscilações interanuais e sazonais quase periódicas, tendências lineares e mudanças climáticas da precipitação sobre a AS e o Brasil.

Os principais resultados sobre a variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a AS e o Brasil, obtidos na presente tese encontram-se resumidas na Tabela 8.1. Espera-se que estes resultados contribuam para o estabelecimento de uma base científica para a previsibilidade das anomalias climáticas da precipitação sobre a AS e o Brasil, particularmente em médio e longo prazo, uma vez que as oscilações em escalas sazonais e interanuais aparentemente apresentam padrões espaço-temporais de características distintas e possíveis de serem monitoradas, com alta confiabilidade.

Resultados obtidos sobre a variabilidade de longo prazo da precipitação sobre a AS mostram distribuições espaço-temporais coerentes de tendência linear ou tendência secular e de mudança climática. Isto, devido principalmente à homogeneidade temporal das séries de precipitação mensal utilizadas, com 40 anos de dados (1951- 1990) de 97 estações pluviométricas distribuídas sobre a AS. Por outro lado, oscilações em escalas sazonal (interanual) mostram padrões espaço-temporais robustos sobre o Brasil (AS), com características regionais conspícuas, associadas a padrões de circulação oceano-atmosféricas de grande escala, factíveis de serem distinguidos.

A distribuição dos vários parâmetros probabilísticos sazonais da precipitação sobre o Brasil indica a existência de uma associação muito intensa entre dias chuvosos, total de precipitação e persistência destes. Assim, conclui-se que nas regiões onde o índice pluviométrico é baixo (alto), a probabilidade de precipitações fracas (moderada) é máxima. Um fato a ressaltar é a alta probabilidade de eventos úmidos ao longo da região costeira, aparentemente modulados pela alta disponibilidade de umidade do Atlântico e pela geração de sistemas que provocam precipitação devido ao contraste oceano-continente, particularmente durante os meses de outono e primavera.

Intensas flutuações de alta frequência e alta persistência de dias chuvosos são observados sobre os núcleos de precipitação máxima da Amazônia durante o período chuvoso, indicando que a variabilidade diurna é a mais intensa do que outro tipo de oscilação nesta região.

As oscilações intrasazonais atuam coerentemente sobre algumas regiões do Brasil, com intensidades proporcionais à quantidade de precipitação observada. A existência de pelo menos dois tipos de oscilação intrasazonal, em torno de 20 e de 40 dias observados neste trabalho, aparentemente distintos na abrangência, na intensidade e mecanismos físicos que as originam, mostra a complexidade da variabilidade climática sobre a AS.

O padrão espacial de oscilação de 20 dias mostra uma estrutura similar aos das ondas baroclínicas, com uma inclinação NW/SE, entretanto a oscilação de 40 dias mostra padrões próximos ao dipolo N/S entre o Sudeste e Sul do Brasil. Também, as análises de ondeletas mostram que a oscilação de 40 dias parece ter algum tipo de modulação interanual, possivelmente associado com a dinâmica de grande escala. Estes resultados, utilizando diretamente observações de precipitação são semelhantes e confirmam os obtidos por Paegle et al. (2000), quando foram utilizados dados de ROLE e de circulação atmosférica.

Durante as fases do ENOS somente a Região Sul do Brasil apresenta oscilações contrastantes com períodos inferiores a 32 dias, com altas (baixas) precipitações durante a fase quente (fria) do ENOS. Oscilações intrasazonais com períodos de 32 a 64 dias

não mostraram ser sensíveis às fases do ENOS, pelo menos sobre o sul da Amazônia e no Sudeste do Brasil.

Diversos estudos indicam que o fenômeno ENOS modula a precipitação interanual sobre a AS. Porém, neste estudo determinou-se que esta modulação aparece em dois períodos conspícuos, de 3,7 e 5 anos. As duas oscilações modulam a precipitação sobre a AS quase que com a mesma intensidade e diferem na área abrangida.

A oscilação de 5 anos é mais robusta e mais abrangente, atuando principalmente sobre as regiões próximas da região equatorial, levando a pensar que o Oceano Atlântico seja uma outra fonte de variabilidade neste período. Estudos sobre o campo de pressão e TSM do Atlântico mostram que existe uma oscilação significativa em torno de 5 anos relacionado com o Anticiclone do Atlântico Sul (Venegas et al., 1996). Por outro lado, Rao et al. (1999), estudando períodos contrastantes de 5 anos, determinou a existência de uma modulação interdecadal do transporte de umidade do Atlântico Sul, associado com os períodos chuvosos do Nordeste do Brasil.

A modulação no período de 3,7 anos apresenta anomalias muito mais intensas sobre o Sul do Brasil do que as observadas no ciclo de 5 anos, produto da intensa atuação das ondas baroclínicas durante este período. Por outro lado, a variabilidade da circulação atmosférica sobre o Atlântico Norte, associada com as mudanças da Circulação Walker, apresenta pico espectral da ordem de 3,5 anos, fazendo supor que as mudanças da TSM do Pacífico através de teleconexões modulam a circulação do Atlântico e esta por sua vez modula a precipitação sobre a região tropical da AS.

A precipitação tanto anual como mensal sobre a AS mostra uma mudança brusca na metade da década de 70, como resposta à mudança da TSM dos oceanos, particularmente do Pacífico. A mudança da TSM alterou os regimes de precipitação sobre a AS, com aparente exceção da Região do Nordeste do Brasil onde existe alta variabilidade interanual, modulada por uma oscilação quase decadal (por ex. Kousky e Chu, 1978; Rao et al., 1999).

A mudança da precipitação na década de 70 sobre a AS explica grande parte da tendência linear observada durante o período de estudo. As mudanças bruscas nas séries pluviométricas, em princípio podem ser tomadas como incremento ou diminuição temporal da precipitação. A tendência linear obtida a partir da precipitação anual mostra a existência de áreas espacialmente coerentes de tendência negativa e positiva. Tendências negativas da precipitação anual foram observadas ao longo da região de máxima precipitação, associada com a ZCAS, resultantes da diminuição da precipitação durante os meses de verão. Este resultado é mais abrangente do que os obtidos em estudos anteriores, restritos principalmente à Amazônia, e indica que estas tendências são produto mais de anomalias de circulação de grande escala do que de efeitos locais. Em contraste com as áreas com tendência negativa, as áreas com tendência positiva localizam-se principalmente sobre o Sul do Brasil e leste da porção subtropical da Cordilheira do Andes. Estas tendências predominam principalmente durante os meses de primavera.

As estações de verão e primavera foram as que apresentaram mudanças significativas espacialmente coerentes sobre duas regiões da AS. Durante o verão as mudanças ao longo da faixa de máxima precipitação deveram-se possivelmente a dois efeitos. O primeiro parece ter sido a intensificação da fase positiva da NAO, com alísios desfavoráveis para o transporte de umidade para a AS, e conseqüentemente diminuição de precipitação. O segundo, devido ao enfraquecimento do jato subtropical, produto da mudança da TSM sobre o Pacífico tropical, alterando a passagem das ondas baroclínicas para a região tropical da AS, associado a uma situação de boqueio sobre  $\sim 120^{\circ}\text{W}$  e  $60^{\circ}\text{W}$ . Kayano (1999) mostrou que esta região de bloqueio esta fortemente associada com a passagem das ondas baroclínicas, modulando a precipitação sobre a AS Tropical.

Na primavera, a mudança da TSM sobre o Pacífico a partir de 1975 é mais intensa que no verão. Esta mudança configurou um enfraquecimento da Circulação de Walker, enfraquecimento do jato subtropical em 200 hPa e intensificação em 500 hPa, além de um cavado muito intenso sobre o Atlântico, próximo ao extremo sul da AS e aparentemente reforçado pela intensificação da baixa circumpolar, modulando o

ingresso das ondas baroclínicas sobre a AS. Ressalta-se que durante os meses de primavera, o padrão PSA é muito intenso, associado com a TSM do Índico.

Em resumo, os resultados obtidos mostram distribuições espaço-temporal coerentes de tendência linear e mudança climática. As tendências negativas da precipitação anual sobre a região climatológica da ZCAS e tendência positiva sobre o sul do Brasil estão relacionadas à mudança climática observada na metade da década de 70, devido às mudanças da TSM, particularmente sobre o Oceano Pacífico. Com relação à variabilidade intrazonal sobre o Brasil foi encontrado o predomínio de oscilações com período de 20 e 40 dias, aparentemente com características distintas. A oscilação de 20 dias mostra maior dependência das ondas baroclínicas, enquanto que a de 40 dias aparentemente interage com maior intensidade com a atmosfera tropical. Quanto à variabilidade interanual nota-se que a precipitação sobre a América do Sul é modulada pelo ENSO, porém esta modulação aparece em dois períodos distintos, de 3,7 e 5 anos, ambas influenciadas pelo Oceano Atlântico.

Os resultados obtidos neste trabalho levam a sugerir alguns trabalhos futuros.

- a) Estudos de previsibilidade na escala intrazonal para a AS, uma vez que a determinação do início e desenvolvimento das oscilações intrazonais através da análise de ondaleta serviriam de base para este fim.
- b) Realização de testes de sensibilidade e de modelagem numérica caracterizando as anomalias da TSM sobre o Pacífico tropical e Oceano Índico em períodos de semanas a anos, para se determinar a aparente modulação da posição da ZCAS e sua variabilidade.
- c) Aprofundar estudos de variabilidade climática de longo prazo, tanto diagnósticos quanto de modelagem, e seu impacto na agricultura, pecuária, hidroenergéticas, etc, uma vez que mudanças nos regimes de precipitação podem originar perdas econômicas para a sociedade.

**TABELA 8.1 - PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPAÇO - TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL E BRASIL**

VARIABILIDADE	PERÍODO		ÁREAS AFETADAS	MECANISMOS FÍSICOS	REFERÊNCIAS	NESTE TRABALHO
Oscilações quase-periódicas	Transiente	5 dias	Praticamente todo o Brasil	Ondas baroclínicas ***	Kousky, 1979; Berbery e Vera, 1996; Garreaud, 1999	Cap. 4
	Intrasazonal	20 dias	Sul, Sudeste, parte central da Brasil	Trem de onda do Pacífico Sul, associado com ondas baroclínicas **	Liebmann et al., 1999; Paegle et al., 2000.	Cap. 4 Cap. 5
		40 dias	Leste da Amazônia, Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil	Onda Planetária *** (k=1)	Kousky e Kayano, 1994; Liebmann et al., 1999; Paegle et al., (2000)	Cap. 4 Cap. 5
	Interanual	3,7 anos	Oeste da Amazônia, Norte, Nordeste e Sul do Brasil	ENOS *** A TSM Atlântico Norte **	<b>Este trabalho</b>	Cap. 5
		5 anos	Praticamente toda a AS	ENOS *** A TSM no Atlântico Sul **	<b>Este trabalho</b>	Cap. 5
	Interdecadal			Nordeste e Sul do Brasil	A TMS no Atlântico Tropical **	Kousky e Chu (1978); Servain (1991); Rao et at. (1999); Obregón e Nobre (2000)
Variações de Longo Prazo	Mudança climática <sup>1</sup>		Toda a AS, com exceção do Nordeste do Brasil	Mudança da TSM dos oceanos **	<b>Este trabalho</b>	Cap. 6 Cap. 7
	Tendência linear		Toda a AS	Efeito Estufa * Mudança da TSM dos oceanos **	<b>Este trabalho</b>	Cap. 6 Cap. 7

\*\*\* Mecanismo praticamente comprovado

\*\* Mecanismo possível

\* Mecanismo plausível

<sup>1</sup> Mudança abrupta de comportamento climático ocorrendo na escala de poucos anos

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector-Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, Mar. 1988.
- Aceituno, P.; Montesinos, A. Circulation anomalies associated with dry and wet periods in South American Altiplano. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 4., Hobart, Australia, March 29 - April 2, 1993. **Proceedings**. Boston, Ma.: American Meteorology Society, 1996, p. 330-331.
- Barnett, T. P. The interaction of multiple time scales in the Tropical climate system. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 269-185. Mar. 1991.
- Berberly, E. H.; Vera, C. S. Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 3, p. 468-481, Feb. 1996.
- Brassington, G. B. The modal evolution of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 10, n. 5, p. 1021-1034, May 1997.
- Bretherton, C. S.; Smith, C.; Wallace, J. M. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. **Journal of Climate**, v. 5, n. 6, p. 541-560, June 1992.
- Brooks, C. E. P.; Carruthers, N. **Handbook of statistical methods in meteorology**. London: Her Majesty's Stationery Office, 1953. 412 p.
- Casarin, D. P.; Kousky V. E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 1, n. 2, p. 83-90, Dez. 1986.
- Castañeda, M. E.; Barros, V. Las tendencia de la precipitación en el Cono Sur de América al este de los Andes. **Meteorologica**, v. 19, n. 1-2, p 23-32, Dez. 1994.

- Cavalcanti, I.F.A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulações de escala sinótica e circulações locais**. São José dos Campos. 113 p. (INPE 2494-TDL/097). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1982.
- Caviedes, C. Rainfall in South America, seasonal trends and spatial correlation. **Erdkunde**, v. 35, p. 107-118, 1981.
- Chang, C. –P. Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 6, p. 901-910, June ,1977.
- Chaves, R.; Cavalcanti, I. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. Aceito para publicação, **Monthly Weather Review**, 2001.
- Chen, T. C.; Yen, M. C. Interdecadal variation of Southern Hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 10, n. 4, p. 805-812, Apr. 1997.
- Chu, P. –S. Brazil's climate anomalies and ENSO. In: Glantz, M.; Katz, A. W.; Nicholls, N. ed. **Teleconnections linking worldwide climate anomalies**. Cambridge: University Press, 1991. Cap. 3, p. 43-71.
- Chu, P. –S. A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. **Journal of climatology**, v. 5, n. 4, p. 403-416, July-Aug. 1985.
- Chu, P. –S.; Yu, Z. –P; Hastenrath, S. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin: Which way has it gone? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 75, n. 4, p. 579-583, Apr. 1994.
- Cleveland, W. S. **Visualizing data**. New Jersey: Hobart, 1993.
- Cohen, J. C. P.; Silva Dias, M. A. F.; Nobre, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, Nov. 1995.

- Costa, M. N.; Foley, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D12, p. 14189-14198, June 1999.
- Crum, F. X.; Dunkerton, T. J. Analytic and numerical models of wave-CISK with conditional heating. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 18, p. 1693-1708, Sept. 1992.
- Dai, A.; Fung, I. Y.; Del Genio, A. D. Surface observed global land precipitation variations during 1990-88. **Journal of Climate**, v. 10, n. 12, p. 2943-2962, Dec. 1997.
- Davis, R. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomaly over North Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 3, p. 249-266, May 1976.
- Dickley, J. O.; Marcus, S. L.; Hide, R. Global propagation of interannual fluctuations in atmospheric angular momentum. **Nature**, v. 357, n. 6378, p. 484-488, June 1992.
- Dunkerton, T. J. On the inertial stability of the equatorial middle atmosphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 11, p. 2354-2364, Nov. 1981.
- Enfield, D. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. **Geophysics Research Letters**, v. 23, n. 23, p. 3305-3308, Nov. 1996.
- Efron, B. **The jackknife, the bootstrap and other resampling plans**. Philadelphia: SAIM Press, 1990. 92 p.
- Eischeid, J. K.; Puwarty, R. S. Annual and seasonal patterns of rainfall variability in the central Amazon basin. In: Conference on Climate Variations, 5., Denver, CO, October 14-18, 1991. **Proceedings**. Boston, MA.: American Meteorology Society, 1991.
- Fang, Z; Wallace, J. M. Artic sea ice variability on a timescale of weeks and its relation to atmospheric forcing. **Journal of Climate**, v. 7, n. 12, p. 1897-1913. Dec. 1994.

- Figuroa, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. São José dos campos. 191 p. Tese (Doutorado Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.
- Figuroa, S. N.; Nobre, C. A. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-48, July 1990.
- Folland, C. K.; Karl, T. R.; Nicholls, N.; Nyenzi, B. S.; Parker, D. E.; Vinnikov, K. Y. Observed climate variations and change. In: Houghton, J. T.; Callander, B. A.; Varney, S. K. ed. **Climate Change 1992, The Supplementary report to the IPCC Scientific Assessment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 135-170.
- Fortune, M.; Kousky, V. E. Two severe freezes in Brazil: Precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 1, p. 181-196, Jan, 1983.
- Foufoula-Georgiou, E.; Kumar, P. **Wavelets in Geophysics: Wavelet analysis and its applications**. San Diego: Academic Press, 1994. 372 p.
- Gan, M. A.; Rao, V.B. Surface cyclones over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, May 1991.
- Garcia, R. R.; Salby, M. L. Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part I: Far-field behavior. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 2, p. 499-530, Jan. 1987.
- Garreaud, R. D. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over South American Altiplano. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, p. 3337-3346, Sept. 2000.
- Garreaud, R. D. Multiscale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 5, p. 901-921, May 1999a.
- Garreaud, R. D. Cold air incursions over subtropical and tropical South America: A numerical case study. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 12, p. 2823-2853, Dec. 1999b.

- Garreaud, R. D.; Aceituno, P. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. Submetido a **Journal of Climate**, 2000.
- Garreaud, R. D.; Battisti, D. S. Interannual and interdecadal variability in the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 2113-2123, July. 1999.
- Garreaud, R. D.; Wallace, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713-2733, Oct. 1998.
- Garreaud, R. D.; Wallace, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157-3171, Dec. 1997.
- Gilbert, R. O, **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1983. 320 p.
- Gilman, D. L.; Fuglister, F. J.; Mitchell, J. J. M. On the power spectrum of “red noise”. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 20, n. 1, p. 182-184, Jan. 1963.
- Gonzales, M.; Barros, V. The relationship between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. **International Journal of Climatology**, v.18, n. 15, p. 1669-1685, Dec. 1998.
- Goossens, C. **Etude de l’homogénéité et de la stabilité des séries climatiques**. Louvain-la-Neuve: Institut d’Astronomie et Géophysique, G. Lemaitre, Université Catholique de Louvain, 1983. 40 p. (Scientific Report 1983/1).
- Goossens, C; Berger, A. Annual and seasonal climatic variations over the Northern Hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**, v. 4, n. B4, p. 385-399, 1986.
- Goossens, C.; Berger, A. How to recognize an abrupt climatic change?. In Berger, W. H.; Labeyrie, L. D. ed. **Abrupt Climatic Change. Evidence and Implications**. Dordrecht: D Reidel, 1987. p. 31-45.

- Gordon, H. B.; Whetton, P. H.; Pittock, A. B.; Fowler, A. M.; Haylock, M. R. Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse effect: Implications for extreme rainfall events. **Climate Dynamics**, v. 8, n. 2, p. 83-102, Feb. 1992.
- Goswami, B. N.; Shukla, H. Quasi-periodic oscillations in a symmetric general circulation model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 1, p. 20-37, Jan. 1984.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E. T.; Gomes, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, Nov. 1998.
- Grimm, A. M.; Silva Dias, P. L. Analysis of tropical-extropical interactions with Influence Functions of a barotropic model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, Oct. 1995.
- Hasselmann, K. Stochastic climate models. Part I. Theory. **Tellus**, v.28, n. 6, p. 473-485, Dec. 1976.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, Jan. 1977.
- Hayashi, Y.; Miyahara, S. A three-dimensional linear response model of the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 65, p. 843-852, Dec. 1987.
- Hendon, H. H. Simple model of the 40-50 day oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 4, p. 569-584, Feb. 1988.
- Hennessy, K. J.; Gregory, J. M.; Mitchell, J. F. B. Changes in the daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 9, p. 667-680, Sept. 1997.

- Hirsch, R. M.; Slack, J. R. A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. **Water Resources Research**, v. 20, n. 6, p. 727-732, June 1984.
- Hirsch, R. M.; Slack, J. R.; Smith, R. A. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. **Water Resources Research**, v. 18, n. 1, p. 107-121, Jan. 1982.
- Horel, L. D.; Hahmann, A. N.; Geisler, J. E. An investigation of convective activity over the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 21, n. 11, p. 1388-1403, Nov. 1989.
- Horel, L. D.; Cornejo-Garrido, A. G. Convection along the coast of Northern Peru during 1983: spatial and temporal variations of clouds and rainfall. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 11, p. 2091-2105, Nov. 1986.
- Hoskins, B. J.; Karoly, D. J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 6, p. 1179-1196, June 1981.
- Houghton, J. T.; Jenkins, G. J.; Ephraums, J. J. ed. **Climate Change. The IPCC scientific Assessment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.
- Hu, Z. Z.; Nitta, T. Wavelet analysis of summer rainfall over north China and India and SOI using 1891-1992 data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 74, n. 5, p. 833-844, Oct. 1996.
- Hurrell, J. W.; Van Loon, H. A modulation of atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. **Tellus**, v. 46A, n. 3, p. 325-338, June 1994.
- Hsu, C. P.; Wallace, J. M. The global distribution of annual and semiannual cycles in precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 9, p. 1093-1101, Sept. 1976.
- IPPC- Intergovernmental Panel on climate change, Climate change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of climate change: Scientific-Technical Analysis.** New York: Cambridge university Press, 1996.

- Jones, P. D.; Briffa, K. R. Global surface air temperature variations over the twentieth century: Part I, spatial, temporal and seasonal details. **Holocene**, v. 2, p. 165-179, 1988.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woolen, J.; Zhu, Y.; Chellian, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 437-470, Mar. 1996.
- Karl, T. R.; Quayle, R. G.; Groisman, P. Y. Detecting climate variations and changes: New challenges for observing and data management system. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1481-1494, Aug. 1993.
- Karoly, D. J. Southern hemisphere circulation features associated with El-Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v.2, n. 11, p. 1239-1252, Nov. 1989.
- Kettenberg, A.; Giorgi, F.; Grassl, H.; Meehl, G. A.; Mitchell, J. F. B.; Stouffer, R. J.; Tokioka, T.; Weaver, A. J.; Wigley, T. M. L. Climate models – Projections on future climate. In: Houghton, J. T.; Meira-filho, L. G.; Callander, B. A.; Harris, N.; Kattenberg, A.; Maskell, K. ed. **The science of climate change**. Cambridge: University Press, 1996. p. 285-357.
- Katz, R. W. Statistical procedures for making inferences about precipitation changes simulated by an atmospheric general circulation model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 9, p. 2193-2201, Sept. 1983.
- Kendall, M. G. **Rank correlation methods**. London: Charles Griffin, 1975. 120 p.
- Keppenne, C. L.; Ghil, M. Adaptive filtering and prediction of the Southern Oscillation index. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D18, p. 20449-20454, Dec. 1992.

- Kestin, T. S.; Karoly, D. J.; Yano, J. –I.; Rayner, N. A. Time-frequency variability of ENSO and stochastic simulations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 9, p. 2258-2272, Sept. 1998.
- Kiladis, G. N.; Weickman, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 9, p. 1900-1923, Set. 1992.
- Kodama, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SCAZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-836, Aug. 1992.
- Kodama, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SCAZ) Part II: Conditions of the circulation for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, n. 5, p. 581-610, Oct. 1993.
- Kohler, M. A. On the use of the double-mass analysis for testing the consistency of meteorological records and for making required adjustments. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 30, n. 5, p. 188-189, May 1949.
- Kousky, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p 217-231, Jan. 1988.
- Kousky, V. E. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 11, p. 1951-1957, Nov. 1985.
- Kousky, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, Apr. 1980.
- Kousky, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, Sept. 1979.

- Kousky, V. E.; Kayano, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1143, July 1994.
- Kousky, V. E.; Kayano, M. T.; Cavalcanti, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, n. 5, p. 490-504, Oct. 1984.
- Kousky, V.E.; Gan, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 5, p. 538-550, Oct. 1981.
- Kousky, V.E.; Molion, L. C. B. **Uma contribuição à climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia**. São José dos Campos: INPE, 1981. 28p. (INPE-2030-RPE/0503).
- Kousky, V. E.; Chu, P. S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 56, n. 5, p. 457-465, Oct. 1978.
- Krepper, C. M.; Serqueira, M. E. Low frequency variability of rainfall in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 61, n. 1-2, p. 19-28, 1998.
- Lau, N. -C.; Sheu, P. J. Annual cycle, quasi-biennial oscillation, and Southern Oscillation in global precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D19, p. 10977-10988, Sept. 1988.
- Lau, K. -M.; Peng, L. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: basic theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 6, p. 950-972, Mar. 1987.
- Lenters, J. D.; Cook, K. H. Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. **Monthly Weather. Review**, v. 127, n. 3, p. 409-431, Mar. 1999.

- Lenters, J. D.; K. H. Cook, 1997: On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656-678, May 1997.
- Lenters, J. D.; Cook, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988-3005, Dec. 1995.
- Lettenmaier, D. Stochastic modeling of precipitation with applications to climate model downscaling. In: Von Storch, H.; Navarra, A. ed. **Analysis of climate variability: Applications of statistical techniques**. Berlin: Springer, 1995. Cap. 11, p. 197-212.
- Liebmann, B.; Kiladis, G. N.; Marengo, J. A.; Ambrizzi, T.; Glick, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877-1891, July 1999.
- Liebmann, B.; Marengo, J. A.; Glick, J. D. Kousky, V. E.; Wainer, I. C.; Massambani, O. A comparison of rainfall, outgoing longwave radiation, and divergence over the Amazon Basin, **Journal of Climate** v. 11, n. 11, p. 2898-2909, Nov. 1998.
- Livezey, R. E.; Chen, W. Y. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 1, p. 46-59, Jan. 1983.
- Madden, R. A; Julian, P. R. Observations of 40-50 day tropical oscillation-A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814-837, May 1994.
- Madden, R. A; Julian, P. R. Detection of 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 7, p. 702-708, July 1971.
- Madden, R. A; Julian, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 9, p. 1109-1123, Sept. 1972

- Mak, M. Orthogonal wavelet analysis: Interannual variability in sea surface temperature. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 76, n. 11, p. 2179-2186, Nov. 1995.
- Mann, M. E.; Lees, J. Robust estimation of background noise and signal detection in climate time series, **Climatic Change**, v. 33, n. 3, p. 409-445, July 1996.
- Mann, E. M.; Park, J. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multi-taper spectral domain approach. **Advances in Geophysics**, v. 41, p. 1-131, 1999.
- Mann, M. E.; Park, J. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century time scales. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D12, p. 25819-25833, Dec. 1994.
- Marengo, J. A. Variations and change in South American streamflow. **Climatic Change**, v.31, n. 1, p. 99-117, Sept. 1995a.
- Marengo, J. A. Interannual variability of deep convection over the tropical South America sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 9, p. 995-101, Sept. 1995b.
- Marengo, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin. **International Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 853-863, Dec. 1992.
- Marengo, J. A. **Extreme climatic events in the Amazon basin and their associations with the circulation of the global tropics**. Wisconsin-Madison. 147 p. Phd. (Theses) – University of Wisconsin, 1991.
- Marengo, J. A.; Tomasella, J.; Uvo, C. R. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D2, p. 1775-1783, Jan. 1998.

- Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Culf, D. Climatic impacts of the “Friagens” in forested and deforested areas of the Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 36, n. 11, p. 1553-1556, Nov. 1997a.
- Marengo, J. A.; Cornejo, A; Satyamurty, P.; Nobre, C. A. Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759-2786, Nov. 1997b.
- Markham, C. G. Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceará, Brazil. **Journal of Applied Meteorology**, v. 13, n. 1, p. 176-179, Feb. 1974.
- Matheron, G. Random functions and their applications in geology. In: Merriam, D. F. ed. **Geostatistics**. New York: Plenum, 1970. P.79-87.
- Matsuyama, H. Are precipitation data in Peru really reliable? The comparison between World Monthly Surface Station Climatology and original data obtained from hydrometeorological agency of Peru. **Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources**, v. 5, n. 2, p. 30-33, 1992.
- Matsuyama, H.; Marengo, J. A.; Obregón, G. O.; Nobre, C.A. Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from climate prediction center merged analysis of precipitation. Submetido a **International Journal of Climate**, 2000.
- Mo, K. C., Higgins, W. The Pacific South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 3, p. 1581-1596, Mar. 1998.
- Mo, K. C.; Ghil, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-901, Mar. 1987.

- Morlet, G. A.; Farge, P.; Giard, D. Wave propagation and sampling theory. Part 1: Complex signal and scattering in multilayered media. **Geophysics**, v. 47, n 2, p. 203-221, Feb. 1982 a.
- Morlet, G. A.; Farge, P.; Giard, D. Wave propagation and sampling theory. Part 2: Sampling theory and complex waves. **Geophysics**, v. 47, n. 2; p. 222-236, Feb. 1982b.
- Moura, A. D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, Dec. 1981.
- Negri, A. R.; Nelkin, E.; Huffman, G. Regional rainfall climatologies derived from Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) data. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 75, n. 7, p. 1165-1182, July 1994.
- Neelin, J. D.; Yu, J. –Y. Modes of tropical variability under convective adjustment and the Madden-Julian oscillation. Part. I: Analytical theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 13, p. 1876-1894, July 1994.
- Nishizawa, T.; Tanaka M. The annual changes in the tropospheric circulation and rainfall in South America. **Archives of Meteorological Geophysical and Bioclimatology**, v. 33B, n. 1-2, p. 107-126, 1983,
- Nobre, C. A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, Oct. 1991.
- Nobre, C. A. **Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation**. Ph.D. (Thesis) - Cambridge, MA, M.I.T, 1983
- Nobre, C. A.; Oliveira, A. S. Precipitation and circulation anomalies in South America and the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, 2., Wellington, New Zeland, 1-5 December,

1986. **Proceedings**. Boston, MA.: American Meteorology Society, 1986, v. 1, p. 442-445.
- Nobre, P.; Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, 2464-2479, Oct. 1996.
- Nogués-Pagle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, Feb. 1997.
- North, G. R. Empirical Orthogonal Functions and normal modes. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 5, p. 879-887, Mar. 1984.
- Obregón, G. O.; Nobre, C. A. Space-time variability of rainfall over tropical south America. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 6., Santiago, Chile. 3-7 April 2000. **Proceedings**. Boston MA.: American Meteorological Society, 2000, p. 137-138.
- Obregón, G. O.; Nobre, C. A. Principal Component Analysis of precipitation fields over Amazon River basin. **Climanálise**, v. 5, n. 7, p. 35-46, July 1990.
- Oort, A. H.; Yienger, J. J. Observed interannual variability in Hadley circulation and its connection to ENSO. **Journal of Climate**, v. 9, n. 11, p. 2751-2767, Nov. 1996.
- Overland, J.; Preisendorfer, R. A significance test for principal components applied to cyclone climatology. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 1, p. 1-4, Jan. 1982.
- Paegle, J.; Byerle, L. A.; Mo, K. C. Intraseasonal Modulation of South American Summer Precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, p. 837-850, Mar. 2000.
- Paiva, E. M. C. D.; Clark, R. T. Time trends in rainfall records in Amazonia. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 76, n. 11, p. 2203-209, Nov. 1995.

- Park, J. Envelope estimation for quasi-periodic geophysical signal in noise: A multitaper approach. In: Walden, A. T.; Guttorp, P. ed. **Statistics in the Environmental and Earth sciences**. London: Edward Arnold, 1992. p. 189-219.
- Park, J.; Lindberg, C. R.; Vernon III, F. L. Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. B12, p. 12675-12684, Nov. 1987.
- Park, J.; Mann, M. E. Interannual temperature events and shifts in global temperature: A multiple wavelet correlation approach. **Earth Interaction**, v. 1, n. 1-001, 2000.
- Park, J.; Maasch, K. A. Plio-Pleistocene time evolution of the 100-kyr cycle in marine paleoclimate records. **Journal of Geophysics Research**, v. 98, n. B1, p. 447-461, Jan. 1993.
- Parker, D. E. Equatorial Kelvin waves at 100 millibars. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 99, n. 1, p. 116-129, Jan. 1973
- Peterson, T. C.; Vose, R. S. An overview of the global historical climatology network temperature data base. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 78, n. 12, p. 2837-2849, Dec. 1997
- Pisciottano, G.; Diaz, A.; Cazes, G.; Mechoso, C. R. El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. **Journal of Climate**, v. 7, n. 8, p. 1286-1302, Aug. 1994.
- Preisendorfer, R. W. **Principal component analysis in meteorology and oceanography**. New York: Elsevier, 1988. 418 p.
- Preisendorfer, R. W.; Barnett, T. P. Significance test for empirical orthogonal functions. In: Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences, 5., Las Vegas, 15-18 November. 1977. **Annals of the American Meteorology Society**. Boston, MA., American Meteorological Society, 1977, p. 169-172,

- Prohaska, F. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: Schwerdtfeger, W. ed. **Climates of Central and South America: world survey of climatology.** Amsterdam: Elsevier, 1976, v. 12, p. 13-112.
- Rao, V. B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p.81-91, 1990.
- Rao, V. B.; Lima, M. C.; Franchito, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754-1763, Sept. 1993.
- Rao, V. B.; Cavalcanti, I. F. A.; Hada, K. Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, Nov. 1996.
- Rao, V. B.; Chapa, S. R.; Franchito, S. H. Decadal variation of atmosphere-ocean interaction in the Tropical Atlantic and its relationship to the Northeast Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 77, n. 1, p. 63-75, Feb. 1999.
- Rasmusson, E. M. The ocean-atmosphere connection. **Oceanus**, v. 27, n. 1, p. 5-13, 1984.
- Rasmusson, E. M.; Carpenter, T. H. Variations in the tropical sea surface temperature and wind field associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354-384, May 1982.
- Raynaud, D.; Jouzel, J.; Barnola, J. M.; Chappellaz, J.; Delmas, R. J.; Lorius, C. The ice record of greenhouse gases. **Science**, v. 259, n. 5096, p. 926-934, Feb. 1993.
- Richman, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v.6, n. 3, p. 293-335, May-June 1986.

- Riehl, H. **Tropical meteorology**. New York: Mc Graw-Hill, 1954. 420 p.
- Robertson, A. W.; Mechoso, C. R. Interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v.128, n. 8, p. 2947-2957, Aug. 2000.
- Rogers, J. C. Precipitation variability over Caribbean and Tropical Americas associated with the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 1, n. 2, p. 172-182, Feb. 1988.
- Ropelewski, C. F.; Halper, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño-Southern Oscillation, **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug. 1987.
- Ropelewski, C. F.; Halper, M. S. Precipitation patterns associated with high index phase of Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 3, p. 268-284, Mar. 1989.
- Salas, J. D.; Delleur, J. W.; Yevjevich, V.; Lane, W. L. **Applied modeling of hidrologic time series**. Chelsea, MI: Water Resources Publications, 1997. 484 p.
- Salby, M. L.; Garcia, R. R. Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part I: Excitation and short-time near-field behavior. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 2, p. 458-498, Jan. 1987.
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Silva Dias, P. L. South America. In: Karoly, D. J.; D. G. Vincent ed. **Meteorology of the South Hemisphere**. Boston. MA.: American Meteorology Society, 1998. Cap. 3, p. 119-140.
- Schwerdtfeger, W. The atmospheric circulation over Central and South America. In: Schwerdtfeger, W. ed. **Climates of Central and South America: world survey of climatology**. Amsterdam: Elsevier, 1976. v. 12. 532 p.
- Sen, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendalls's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, p. 1379-1389, 1968.

- Servain, J. Simple climatic indices for tropical Atlantic Ocean and some applications, **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15137-15146, Aug. 1991.
- Sperber, K. R.; Hameed, S. Phase locking of Nordeste Precipitation with sea surface temperatures. **Geophysics Research Letters**, v. 20, n. 2, p. 113-116, Jan. 1993.
- Stevens, D. E. On symmetric stability and instability of zonal mean flows near the equator. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 4, p. 882-893, Apr. 1983.
- Tabony, R. C. The estimation of missing climatology data. **Journal of Climate**, v. 3, n. 3, p. 297-314, Mar. 1983.
- Tompson, D. W. J.; Wallace, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month to month variability. Submetido ao **Journal of Climate** 1999.
- Torrence, C.; Compo, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, Jan. 1998.
- Torrence, C; Webster, P. J. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 124, n. 549, p. 1985-2004, July 1998.
- Trenberth, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, Dec. 1997.
- Trenberth, K. E.; Shea, D. J. On The evolution of Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 12, p. 3078-3096, Dec. 1987.
- Trenberth, K. E. Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Autocorrelations. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 12, p. 2359-2368, Dec. 1984.

- Uvo, C.; Repelli, C. A.; Zebiak, S. E.; Kushnir, Y. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551-562, Abr. 1998.
- Venegas, S. A.; Mysak, A. L.; Straub, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in South Atlantic, **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673-2676, Sept. 1996.
- Vinnikov, K. Y.; Groisman, P. Y.; Lugina, K. M. Empirical data on contemporary global climate changes ( Temperature and precipitation). **Journal of Climate**, v. 3, n. 6, p. 662-677, June 1990.
- Virji, H.; Kousky, V. E. Regional and global aspects of the low latitude frontal penetration in Amazonas and associated tropical activity. In: International Conference of Southern Hemisphere Meteorology, 1., São José dos Campos, 31 July – 6 August 1983. **Proceedings**. Boston, MA.: American Meteorology Society, 1983. v. 1, p 215-220.
- Von Storch, H.; Navarra, A. ed. **Analysis of climate variability**: Applications of statistical techniques. Berling: Springer-Verlag, 1995. 334p.
- Von Storch, H.; Zwiers, F. W. **Statistical analysis in climate research**. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 484 p.
- Vuille, M.; Hardy, D. R.; Braun, C.; Keimig, F.; Bradley, R. S. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D10, p. 11191-11204, May 1998.
- Wallace, J. M.; Smith, C.; Bretherton, C. S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. **Journal of Climate**, v. 5, n. 6, p. 561-576, June. 1992.

- Wallace, J. M.; Gutzler, D. S. Teleconnection in the height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 785-812, Apr. 1981.
- Wang, M.; Paegle, J. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D3, p. 7291-7303, Mar. 1996.
- Wang, B.; Wang, Y. Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. **Journal of Climate**, v. 9, n. 7, p. 1586-1598, July 1996.
- Wang, B. Dynamics of the tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n.14, p. 2051-2065, July 1988.
- Ward, F.; Shapiro, R. Meteorological periodicities. **Journal of Meteorology**, v. 18, n. 5, p. 635-656, Oct. 1961.
- Webster, P. J. Mechanics of monsoon low frequency variability: surface hydrological effects. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 9, p. 2110-2124, Sept.1983.
- Wilks, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**: An introduction. San Diego: Academic Press, 1995. 464 p.
- Woodruff, S. D.; Slutz, R. J.; Jenne, R. L.; Steurer, P. M. A comprehensive ocean-atmosphere data set. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 68, n. 10, p. 1239-1250, Oct. 1987.
- Yu, J. -Y.; Neelin, J. D. Modes of tropical variability under convective adjustment and the Madden-Julian oscillation. Part. II: Numerical results. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 13, p. 1895-1914, July 1994.
- Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Battisti, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, n. 5, p. 1004-1020, May 1997.

Zhao, J. -X.; Ghil, M. Nonlinear symmetric instability and intraseasonal oscillations in the tropical atmosphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 24, p. 2552-2568, Dec. 1991.

Zhou, J.; Lau, K. -M. Does a Monsoon Climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, May 1998.