



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-9905-TDI/876

**A INFLUÊNCIA DAS TSMS DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO NAS CHUVAS DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL**

José Augusto Paixão Veiga

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelos Drs. José Antonio Marengo Orsini e Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em 29 de fevereiro de 2000.

551.526 : 551.553.3

VEIGA, J. A. P.

A influência das TSMS dos oceanos Pacífico e Atlântico nas chuvas de monção na América do Sul / J. A. P. Veiga. – São José dos Campos: INPE, 2000.
132p. – (INPE-9905-TDI/876).

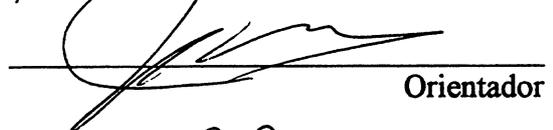
1.Monções. 2.Verão. 3.América do Sul. 4.Região tropical. 5.Climatologia. I.Título.

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

Dr^a Iracema Fonseca de A Cavalcanti


Presidente

Dr. José Antonio Marengo Orsini


Orientador

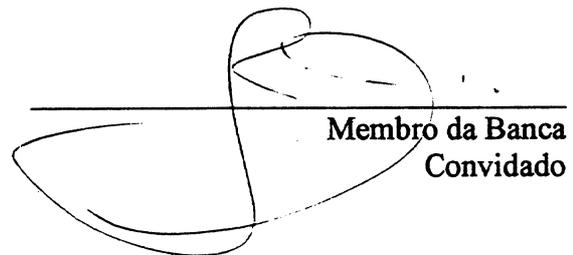
Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao


Orientador

Dr. Carlos Afonso Nobre


Membro da Banca

Dr. Tércio Ambrizzi


Membro da Banca
Convidado

Candidato: José Augusto Paixão Veiga

São José dos Campos, 29 de fevereiro de 2000.

A meus pais **José Veiga** e **Risoleta Veiga** e minha irmã **Maria Carolina** pelos valores e permanente motivação que me passaram nas diferentes etapas de minha formação profissional.

A **Deus**, meu pai, e à minha noiva **Patrícia Simões**.

AGRADECIMENTOS

Aos Doutores Antônio Marengo e Vadlamudi Brahmananda Rao pela valiosa orientação que possibilitou a conclusão desta dissertação e pelas facilidades computacionais que recebi do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas críticas e sugestões apresentadas.

A todo o pessoal do CPTEC, por sua amizade e pelo apoio moral. Meu reconhecimento especial a todo pessoal do Clima e METOP pelas valiosas ajudas nos momentos mais difíceis deste trabalho

A todos meus colegas da pós-graduação em Meteorologia, por sua amizade sadia e ter compartilhado as dificuldades e alegrias, em especial aos amigos David Mendes, Eduardo Barbosa, Paulo Oliveira, Rildo Moura, Valner da Silva e Wagner Correia.

Aos meus ex-professores e ao pessoal administrativo de pós-graduação do INPE.

Ao Dr e amigo Chapa Rao, pela grande ajuda que foi dada no início deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

E em especial, a minha família e meus padrinhos Daniel veiga e Therezinha Veiga pelo apoio e incentivo em todos os momentos de minha vida.

RESUMO

Foram usados dados de radiação de onda longa emitida (ROL), temperatura da superfície do mar (TSM) fornecida pelo NCPE e dados médios mensais de precipitação para 22 postos meteorológicos numa área de atuação do sistema de monção da América do Sul (SMAS). A climatologia de precipitação (1961-1999) deixou claro que a área escolhida para o estudo, apresenta dois regimes bem definidos de precipitação, um chuvoso (DJF) e outro seco (JJA). A climatologia mostrou que durante os meses de setembro a fevereiro (período de atuação da MVAS) o total mensal de chuva pode alcançar 80 % do total anual. Quanto as datas de início e fim da estação chuvosa estimadas por climatologia de pântadas de ROL (1974-1996), os campos mostraram que os postos meteorológicos localizados ao nordeste (NE) da área de estudo apresentam períodos chuvosos mais curtos que os demais. As datas de início da estação chuvosa ao longo de todo período estudado (1974-1996), apresentaram grande variabilidade, mas não foi observado nenhuma associação com anos de El Niño e La Niña. Com relação a correlação linear entre as anomalias médias de TSM e as chuvas de monção de verão [DJF (representadas pelo IMV)], os resultados mostram que ambos oceanos causam variabilidades no padrão de chuvas sobre a região. Foi observado que sobre o oceano Pacífico existem quatro extensas áreas de influencia sobre as chuvas de monção na AS (Niño 4 e Niño 3.4, COC, parte sul central e NE da Austrália). Tais áreas de influencia sobre as chuvas de monção podem ser devido ao acoplamento oceano-atmosfera, onde o mesmo induziria a formação e a propagação de ondas de Rossby que influenciam a ZCAS e possivelmente as chuvas na área de monção. Sobre o oceano Pacífico os campos de correlações lineares apresentam um padrão tipo dipolo norte-sul que se mantém por 4 meses (Julho à outubro), e depois dá lugar à uma extensa área com correlação negativa na costa leste do continente sulamericano que se mantém por 2 meses (novembro e dezembro), a associação das chuvas de monção com entre 5 e 20° S pode ser explicada no Oceano Atlântico como uma possível intensificação dos ventos associados as anomalias negativas de TSM, onde os mesmos transportariam umidade para dentro do continente e causaria assim o aumento das chuvas na época do verão. Além disso, temos um possível efeito da convecção e liberação de calor latente da Amazônia que junto a variabilidade na intensidade e posição da Alta da Bolívia podem afetar o transporte de umidade da Amazônia para a área de monção influenciando a intensidade das chuvas de verão na área de monção.

THE INFLUENCE OF THE PACIFIC AND ATLANTIC SSTs IN THE SOUTH AMERICA MONSOON RAINFALL

ABSTRACT

Monthly information of outgoing long wave radiation (OLR), sea surface temperature (SST), and rainfall from 22 meteorological stations in eastern South America were used to identify the rainfall characteristics of the South American Monsoon systems (SAMS). The 1961-1999 rainfall climatology for the area allowed the identification of two seasons with marked precipitation regimes: a well defined rainy season in December, January and February, and a dry season in June, July and August. The period where the summer monsoon in South America is more intense was identified from September-February, and this can hold up to 80% of the annual total rainfall. The onset of the rainy season as estimated from outgoing long wave radiation pentad climatology 1974-1996 showed that on the northeastern part of the monsoon area, rainy seasons are shorter as compared to the rest of the region. The dates of the onset of the rainy season during the whole period 1974-1996 show large interannual variability, that does not seem to be related to El Niño or La Niña. The correlation analysis between sea surface temperature anomalies and rainfall in the monsoon area, represented by the Summer Monsoon Rainfall Index (IMV), show that both Atlantic and Pacific affect the variability of rainfall on the region. In the Pacific, 4 areas that may exert some influence on the IMV were identified: Niño 3.4-Niño 4, Chilean central coast, south central Pacific and the western Pacific of Northeast of Australia. This influence can be related to an atmospheric-oceanic coupling, that favours the propagation of Rossby waves that affect the South Atlantic Convergence Zone and possibly the monsoon rainfall variability. In the Pacific Ocean, correlation fields exhibit a North-South dipole type pattern that lasts at least 4 months (July-October), followed by a region of negative correlations between November and December. On the Atlantic, the band of negative SST-rainfall correlations between 5° and 20°S can be explained through the intensification of the winds related to these SST anomalies, which entails a stronger moisture transport into the continent and thus an increment of rains on this area. In addition, an effect of convection and latent heat release in Amazonia combined with modifications in the intensity-location of the Bolivian high can also affect moisture transport from this region to the monsoon area, thus affecting the intensity of the summer rains on the monsoon area.

SUMÁRIO

| | pág. |
|--|------|
| LISTA DE FIGURAS | 15 |
| LISTA DE TABELAS | 21 |
| LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS | 23 |
| | |
| CAPÍTULO 1 - <u>INTRODUÇÃO</u> | 25 |
| | |
| CAPÍTULO 2 - <u>CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS MONÇÕES</u> | 31 |
| 2.1 - A perspectiva das monções | 31 |
| 2.2 - A importância sócio-econômica das monções | 32 |
| 2.3 - Mecanismos básicos geradores das monções..... | 32 |
| 2.4 - Variabilidade sazonal | 33 |
| 2.5 - Variabilidade intra-sazonal | 35 |
| 2.6 - Variabilidade interanual | 34 |
| 2.7 - O sistema de monção das Américas..... | 37 |
| | |
| CAPÍTULO 3 - <u>DADOS E METODOLOGIA</u> | 47 |
| 3.1 - Dados..... | 48 |
| 3.2 - Metodologia | 49 |
| 3.2.1 - Temperatura da Superfície do Mar..... | 49 |
| 3.2.2 - Índice de Chuva e suas correlações com a Temperatura da Superfície do Mar..... | 50 |
| 3.2.3 - Radiação de Onda Longa | 52 |
| 3.2.3.1 - Determinação das datas de início e fim da estação chuvosa, utilizando dados de Radiação de Onda Longa..... | 55 |

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 4 - <u>RESULTADOS</u> | 57 |
| 4.1 - O ciclo anual das chuvas sobre a região da MVAS e sua climatologia | 57 |
| 4.2 - Variação anual do campo de ROL sobre a América do sul na região da MVAS | 65 |
| 4.2.1 - O início e fim da estação chuvosa na região da MVAS..... | 69 |
| 4.3 - Correlação entre as anomalias de TSM e o Índice de Monção de Verão..... | 72 |
| 4.3.1 - Relações entre as chuvas de monção de verão e TSM: julho-setembro | 73 |
| 4.3.1a - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV | 73 |
| 4.3.1b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e o IMV | 74 |
| 4.3.2 - Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: agosto-outubro..... | 75 |
| 4.3.2a - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e o IMV | 75 |
| 4.3.2b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e o IMV | 76 |
| 4.3.3 - Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: setembro-novembro..... | 77 |
| 4.3.3a - Correlações entre anoamlias de TSM no Oceano Pacífico e IMV..... | 77 |
| 4.3.3b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV..... | 78 |
| 4.3.4 - Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: outubro-dezembro..... | 79 |
| 4.3.4a -Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV | 79 |
| 4.3.4b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV | 80 |
| 4.3.5 - Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: novembro-janeiro | 81 |
| 4.3.5a - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV | 81 |
| 4.3.5b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV | 82 |
| 4.3.6 - Relações entre as chuvas de monção de verão e ATSM: dezembro-fevereiro | 83 |
| 4.3.6a - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV | 83 |
| 4.3.6b - Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV | 84 |
| 4.3.7 - Discussões | 85 |
| 4.4 - A variabilidade interanual das chuvas de monção da América do Sul. | 89 |
| | |
| CAPÍTULO 5 - <u>CONCLUSÃO</u> | 95 |

| | |
|--|-----|
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 101 |
| APÊNDICE A - Representação esquemática das áreas dos Niños 1+2. | 107 |
| APÊNDICE B - Climatologia do vento em 900 hpa (ms^{-1}) para a média anual (a), janeiro menos a média anual (b) e julho menos a média anual (c). Zhou e Lau (1998) | 109 |
| APÊNDICE C - Climatologia de pênadas de radiação de onda longa (ROL) com valores abaixo de $240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ | 111 |
| APÊNDICE D - Teste de Student's | 131 |

LISTA DE FIGURAS

| | pág. |
|--|-------------|
| 2.7.1 - Média (1979-1995) da velocidade do vento em 925 hpa, linhas de corrente em 200 hpa e precipitação estimada por satélite.(mm, sombreado): a) posição do anticiclone da monção da América do norte nos meses de julho a setembro, indicado por "A". O centro da alta pressão subtropical é indicado por "H". b) nos meses de dezembro a fevereiro a posição da alta da Bolívia é indicada por "A". O centro de alta pressão subtropical no Atlântico sul é indicado por "H". As linhas pontilhadas indicam o eixo da zona de convergência do Atlântico sul (ZCAS) (CLIVAR, 1998) | 38 |
| 2.7.2 - Fases da MVAS e circulação atmosférica em 200 mb..... | 42 |
| 2.7.3- Fases da MVAS e circulação atmosférica em 850 mb..... | 43 |
| 2.7.4 - Ilustração esquemática das monções para a (a) MVAS e (b) MVLA. A região sombreada representa a topografia. As áreas de predominância do escoamento de leste são indicadas por linhas escuras. A numeração das características são as seguintes: 1) fluxo que cruza o Equador em baixos níveis, 2) escoamento de noroeste versus escoamento de sudoeste, 3) baixa do Chaco versus o cavado da MVLA, 4) alta subtropical, 5) ZCAS versus a zona frontal de Mei-Yu, 6) escoamento de oeste de médias latitudes, 7) alta da Bolívia versus alta do Tibet e 8) retorno do escoamento em altos níveis..... | 45 |
| 3.1 - Localização geográfica da região possivelmente afetada pelo SMAS..... | 48 |

| | |
|--|----|
| 3.2.2.1 - Representação da distribuição do total de chuvas para o período mais chuvoso da região da MVAS (chuva normalizada) para o período de 1961 a 1999). | 52 |
| 4.1.1 - Mapa com a localização (pontos azuis) das estações e suas Climatologias dentro da RMVAS, figuras representadas por suas iniciais: Governador Valadares (GV), Belo Horizonte (BH), Patos de Minas (PM), Catalão (Ca), Goiânia (Goi), Goiás (Go), Distrito Federal (DF), Pirapora (Pi), Porto Nacional (PN), Taguatinga (Ta), Barreiras (Ba), Lençóis (Le), Caetite (Cae), Aracuaia (Ar) e Tocantins (TO)..... | 58 |
| 4.1.2 - Representa o período chuvoso (a) e o período seco (b). Os três símbolos representam as iniciais dos três meses mais e menos chuvosos na região da MVAS respectivamente | 59 |
| 4.1.3 - Contribuição percentual de chuva em relação ao total anual para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). Para a região da MVAS..... | 60 |
| 4.1.4 - Contribuição percentual de chuva para os meses de setembro a fevereiro (a) e março a agosto (b). | 63 |
| 4.1.5 - Representa o deslocamento médio mensal (1979-1995) da precipitação para contornos de 6 mm/dia (fig. a), adaptada de Zhou e Lau (1999) e o deslocamento médio mensal (1976-1998) da ROL (fig. b) | 64 |
| 4.2.1 - Evolução média mensal (1974-1998) do campo de radiação de onda longa (os contornos são de 220 W m^{-2}) para o período de janeiro a maio (fig. a) e agosto a dezembro (fig. b). A RMVAS pode ser identificada pela região dentro do quadrado..... | 67 |

| | |
|---|----|
| 4.2.2 - Deslocamento médio de ROL para média de 5 dias (pêntadas climatológicas) para as fases de monção matura (a, b e c) e início da posmonção (d), a figura representa as pêntadas para dezembro (a), janeiro (b), fevereiro (c) e março (d) | 68 |
| 4.2.1.1 - Pêntadas climatológicas de radiação de onda longa (limite de 240 W m^{-2}) que representam as datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na RMVAS | 69 |
| 4.2.1.2 - Variabilidade interanual das datas de início e fim das chuvas na região da MVAS. As barras horizontais indicam o comprimento da estação chuvosa onde I representa o início e F o fim da mesma, as linha verticais são: média das pêntadas de início (M_I), média das pêntadas de fim (M_F) e desvio padrão das datas de início da estação chuvosa (DP)..... | 71 |
| 4.2.1.3 - Duração da estação chuvosa (climatologia), em pêntadas de ROL, para algumas localidades dentro da região da MVAS (os valores de ROL são menores ou iguais a 240 Wm^{-2}) | 72 |
| 4.3.1.1 - Correlação entre IMV e TSM para (JAS), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 74 |
| 4.3.1.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (JAS), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 75 |
| 4.3.2.1 - Correlação entre IMV e TSM para (ASO), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 76 |

| | |
|--|----|
| 4.3.2.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (ASO), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 77 |
| 4.3.3.1 - Correlação entre IMV e TSM para (SON), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 78 |
| 4.3.3.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (SON), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 79 |
| 4.3.4.1 - Correlação entre IMV e TSM para (OND), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância. | 80 |
| 4.3.4.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (OND), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.41) de significância. | 81 |
| 4.3.5.1 - Correlação entre IMV e TSM para (NDJ), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 82 |
| 4.3.5.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para (NDJ). Os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 83 |
| 4.3.6.1 - Correlação entre IMV na região da MVAS e TSM para (DJF), os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância | 84 |

| | |
|---|----|
| 4.3.6.2 - Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para (DJF). Os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância | 85 |
| 4.3.7.1 - Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o Oceano Pacífico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados | 87 |
| 4.3.7.2 - Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o Oceano Atlântico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados | 88 |
| 4.4.1 - Ciclo interanual das chuvas para DJF que representam a região de monção da AS versus TSM (NDJ) para as duas regiões que representam a área do El Niño 3,4 e El Niño 4 | 90 |
| 4.4.2 - Ciclo interanual das chuvas para DJF que representam a região de monção da AS versus TSM (SON) para as duas regiões que representam as áreas de maior correlação linear entre a TSM do Atlântico tropical e as chuvas de monção na AS. A figura a mostra a série temporal entre TSM na área A1 (e 25-35° W e 10-20° S) e IM. A figura b mostra a série temporal entre TSM na área A2 (35-45° W e 25-35° S)..... | 91 |
| 4.4.3 - Ciclo interanual das chuvas de monção para DJF versus a diferença entre as anomalias médias de TSM na área A1 (25-35° W e 10-20° S) e A2 (35-45° W e 25-35° S)..... | 92 |

LISTA DE TABELAS

| | pág. |
|---|------|
| 2.1 - Fases da monção de verão da América do Sul de 1989 a 1990 (fonte: Zhou e Lau 1998)..... | 41 |
| 3.2.2.1 - Valores de IMV para o período dezembro-fevereiro na região da MVAS | 51 |
| 3.2.2.1 - Número de pêntadas e calendário correspondente as suas datas | 54 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|--------|---|
| AIRI | - All Indian Rainfall Index |
| ANEEL | - Agência Nacional de Energia Elétrica |
| CLIVAR | - Climate Variability & Predictability |
| CPTEC | - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| DAO | - Data Assimilation Office from NASA |
| ECMWF | - European Centre for Medium Range Weather Forecast |
| ENSO | - El Niño Oscilação Sul |
| GEOS | - Goddard Earth Observing System |
| GCM | - Global Circulation Model |
| HN | - Hemisfério Norte |
| HS | - Hemisfério Sul |
| ICN | - Índice de Chuva do Nordeste |
| IMV | - Índice de Monção de Verão |
| INDEX | - Indian Ocean Expedition |
| INMET | - Instituto Nacional de Meteorologia |
| INPE | - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| IOS | - Índice de Oscilação Sul |
| IV | -Infra-Vermelho |
| MONEX | - Monsoon Experiment |
| MVAS | - Monção de Verão da América do Sul |
| MVLA | - Monção deVerão do Leste da Ásia |
| NASA | - National Aeronautics and Space Administration |
| NCAR | - National Center for Atmospheric Research |
| NCEP | - National Center Environmental Prediction |
| NE | - Nordeste |
| NW | - Noroeste |
| OS | - Oscilação Sul |

| | |
|-------|--|
| ROL | - Radiação de Onda Longa |
| SE | - Sudeste |
| SMAN | - Sistema de Monção da América do Norte |
| SW | - Sudoeste |
| TSM | - Temperatura da Superfície do Mar |
| UTC | - Unit Time Coordinate |
| VAMOS | -Variability of American Monsoon Systems |
| VC | - Vórtice Ciclônico |
| WYI | - Webster and Yang Index |
| ZCAS | - Zona de Convergência do Atlântico Sul |
| ZCI | - Zona do Cavado Intertropical |
| ZCIT | - Zona de Convergência Intertropical |
| ZCPS | - Zona de Convergência do Pacífico Sul |
| ZFB | - Zona Frontal de Baiu |
| ZPS | - Zona de Precipitação nos Subtrópicos |

LISTA DE FIGURAS

| | Pag. |
|---|-------------|
| 2.7.1- Média (1979-1995) da velocidade do vento em 925 hpa, linhas de corrente em 200 hpa e precipitação estimada por satélite.(mm, sombreado): a) posição do anticiclone da monção da América do norte nos meses de julho à setembro, indicado por "A". O centro da alta pressão subtropical é indicado por "H". b) nos meses de dezembro à fevereiro a posição da alta da Bolívia é indicada por "A". O centro de alta pressão subtropical no Atlântico sul é indicado por "H". As linhas pontilhadas indicam o eixo da zona de convergência do Atlântico sul (ZCAS) (CLIVAR, 1998)..... | 11 |
| 2.7.2- Fases da MVAS e circulação atmosférica em 200 mb..... | 16 |
| 2.7.3- Fases da MVAS e circulação atmosférica em 850 mb..... | 17 |
| 2.7.4- Ilustração esquemática das monções para a (a) MVAS e (b) MVLA. A região sombreada representa a topografia. As áreas de predominância do escoamento de leste são indicadas por linhas escuras. A numeração das características são as seguintes: 1) fluxo que cruza o Equador em baixos níveis, 2) escoamento de noroeste versus escoamento de sudoeste, 3) baixa do Chaco versus o cavado da MVLA, 4) alta subtropical, 5) ZCAS versus a zona frontal de Mei-Yu, 6) escoamento de oeste de médias latitudes, 7) alta da Bolívia versus alta do Tibet e 8) retorno do escoamento em altos níveis..... | 18 |
| 4.1- Localização geográfica da região possivelmente afetada pelo SMAS..... | 26 |

| | |
|---|----|
| 4.2.2.1- Representação da distribuição do total de chuvas para o período mais chuvoso da região da MVAS (chuva normalizada) para o período de 1961 a 1999)..... | 30 |
| 5.1.1- mapa com a localização (pontos azuis) das estações e suas Climatologias dentro da RMVAS, figuras representadas por suas iniciais: Governador Valadares (GV), Bahia (BH), Patos de Minas (PM), Catalão (Ca), Goiania (Goi), Goiás (Go), Distrito Federal (DF), Pirapora (Pi), Porto Nacional (PN), Taguatinga (Ta), Barreiras (Ba), Lençóis (Le), Caetite (Cae), Aracuia (Ar) e Tocantins (TO)..... | 35 |
| 5.1.2- Representa o período chuvoso (a) e o período seco (b). Os três símbolos representam as iniciais dos três meses mais e menos chuvosos na região da MVAS respectivamente..... | 36 |
| 5.1.3- Contribuição percentual de chuva em relação ao total anual para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). Para a região da MVAS..... | 37 |
| 5.1.4- - Contribuição percentual de chuva para os meses de setembro a fevereiro (a) e março a agosto (b)..... | 40 |
| 5.1.5- Representa o deslocamento medio mensal (1979-1995) da precipitacao para contornos de 6 mm/dia (fig. a), adaptada de Zhou e Lau (1999) e o deslocamento medio mensal (1976-1998) da ROL (fig. b)..... | 41 |
| 5.1.6- Evolução média mensal (1974-1998) do campo de radiação de onda longa (os contornos são de 220 W m^{-2}) para o período de janeiro à maio (fig. a) e agosto à dezembro (fig. b). A RMVAS pode ser identificada pela região dentro do quadrado..... | 44 |
| 5.1.7-Deslocamento medio de ROL para media de 5 dias (pentadas climatologicas) para as fases de moncao matura (a, b e c) e inicio da pos-moncao (d), a figura representa as pentadas para dezembro (a), janeiro (b), fevereiro (c) e marco (d)..... | 45 |
| 5.2.1.1 a e b. Pentadas climatológicas de radiação de onda longa (limite de 240 W m^{-2}) que representam as datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na RMVAS..... | 46 |

| | |
|--|----|
| 5.2.1.2- Variabilidade interanual das datas de início e fim das chuvas na região da MVAS. As barras horizontais indicam o comprimento da estação chuvosa onde I representa o início e F o fim da mesma, as linha verticais são: média das pênitadas de início (M_I), média das pênitadas de fim (M_F) e desvio padrão das datas de início da estação chuvosa (DP)..... | 48 |
| 5.2.1.3- Duração da estação chuvosa (climatologia), em pênitadas de ROL, para algumas localidades dentro região da MVAS (os valores de ROL são menores ou iguais à 240 Wm^{-2})..... | 49 |
| 5.3.1.1- Correlação entre IMV e TSM para (JAS), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 51 |
| 5.3.1.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (JAS), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 52 |
| 5.3.2.1- Correlação entre IMV e TSM para (ASO), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 53 |
| 5.3.2.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (ASO), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 54 |
| 5.3.3.1- Correlação entre IMV e TSM para (SON), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 55 |
| 5.3.3.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (SON), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 56 |
| 5.3.4.1- Correlação entre IMV e TSM para (OND), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 57 |

| | |
|--|----|
| 5.3.4.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (OND), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.41) de significância..... | 58 |
| 5.3.5.1- Correlação entre IMV e TSM para (NDJ), os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 59 |
| 5.3.5.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para (NDJ). Os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 60 |
| 5.3.6.1- Correlação entre IMV na região da MVAS e TSM para (DJF), os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância..... | 61 |
| 5.3.6.2- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para (DJF). Os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância..... | 62 |
| 5.3.6.3- Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o oceano Pacífico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados..... | 63 |
| 5.3.6.4- Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o oceano Atlântico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados..... | 65 |
| 5.4.1- Ciclo interanual das chuvas para DJF que representam a região de monção da AS versus TSM (NDJ) para as duas regiões que representam a área do El Niño 3,4 e El Niño 4..... | 66 |
| 5.4.2- Ciclo interanual das chuvas para DJF que representam a região de monção da AS versus TSM (SON) para as duas regiões que representam as áreas de maior correlação linear entre a TSM do Atlântico tropical e as chuvas de monção na AS. A figura a mostra a série temporal entre TSM na área A1 (e 25-35° W e 10-20° S) e IM. A figura b mostra a série temporal entre TSM na área A2 (35-45° W e 25-35° S)..... | 68 |

| | |
|---|----|
| 5.4.3- Ciclo interanual das chuvas de monção para DJF versus a diferença entre as TSMs na área A1 (25-35° W e 10-20° S) e A2 (35-45° W e 25-35° S)..... | 69 |
| 5.4.4- Ciclo interdecadal das chuvas de monção para DJF versus o ciclo interdecadal das TSM na área A1 (25-35° W e 10-20° S, a) e A2 (35-45° W e 25-35° S, b) sobre o oceano Atlântico..... | 71 |

LISTA DE TABELAS

| | Pag. |
|---|-------------|
| 2.1- Fase da monção de verão da América do sul de 1989 à 1990.(Zhou e Lau, 1998)..... | 13 |
| 4.1-Número de pentadas e calendário correspondente as suas datas (Kousky 1988)..... | 29 |
| 4.2.3-Valores de IMV para dezembro, janeiro e fevereiro na RMAS | 31 |

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIATURAS

| | |
|--------|---|
| AIRI | All Indian Rainfall Index |
| CLIVAR | Climate Variability & Predictability |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| DAO | Data Assimilation Office |
| ECMWF | European Centre for Medium Range Weather Forecast |
| ENSO | El Niño oscilação sul |
| GEOS | Goddard Earth Observing System |
| GMC | Global Circulation Model |
| HN | Hemisfério Norte |
| HS | Hemisfério Sul |
| ICN | Índice de Chuva do Nordeste |
| IMV | Índice de Monção de Verão |
| INDEX | Indian Ocean Expedition |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| IOS | Índice de oscilação sul |
| MONEX | Monsoon Experiment |
| MVAS | Monção de verão da América do Sul |
| MVLA | Monção de verão do leste da Ásia |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| NCAR | National Center for Atmospheric Research |
| NCEP | National Center Environmental Prediction |
| NE | nordeste |
| NW | Noroeste |
| OS | Oscilação Sul |
| RMVAS | Região de monção de verão da América do Sul |

| | |
|------|---------------------------------------|
| ROL | Radiação de Onda Longa |
| SE | Sudeste |
| SMAN | Sistema de monção da América do Norte |
| SMAS | Sistema de monção da América do Sul |
| SW | Sudoeste |
| TSM | Temperatura da superfície do mar |
| UTC | Unit Time Coordinate |
| VC | Vórtices Ciclônicos |
| WYI | Webster and Yang Index |
| ZCAS | Zona de convergência do Atlântico Sul |
| ZCI | Zona do cavado intertropical |
| ZCIT | Zona de convergência intertropical |
| ZCPS | Zona de convergência do Pacífico Sul |
| ZFB | Zona frontal de Baiu |
| ZPS | Zona de precipitação nos subtrópicos |

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O ciclo anual dos sistemas de monções tem levado os habitantes dessas regiões a mudarem suas vidas, costumes e economia entre duas fases distintas: “uma fase úmida e outra seca”. A fase úmida refere-se à estação chuvosa a qual os ventos quentes e úmidos fluem continente a dentro a partir dos oceanos tropicais quentes. A fase seca refere-se à outra metade do ano quando os ventos levam aos oceanos ar frio e seco de origem continental (Ramage, 1971; Nieuwolt, 1978; e Webster et al., 1998). O termo monção já era conhecido desde o século XVI, quando Halley, em 1686, descreveu a essência física básica deste sistema e suas estruturas como sendo a resposta ao aquecimento diferencial em um planeta girante, e definiu monção como uma grande perturbação nos ventos alísios na região dos trópicos. Durante os últimos 100 anos um grande empenho para sua predição tem sido a preocupação de muitos cientistas e isso deu origem a um grande número de experimentos de campo realizados nas regiões de monção durante as últimas décadas (ex: Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA), Indian Ocean Expedition (INDEX) e Monsoon Experiment (MONEX) e Global Ocean-Atmosphere-Land System).

Monção da Índia

Sabe-se que a variação sazonal na circulação é mais pronunciada sobre a parte sul e leste da Ásia. A principal razão pela qual existe um forte desenvolvimento de monção sobre este continente é devido ao grande tamanho deste e dos oceanos adjacentes. Outro fator favorável é devido à grande elevação das montanhas, onde funcionam como uma espécie de barreira entre as massas de ar tropical e polar.

A monção de verão boreal é mais vigorosa do que a monção de inverno, exceto sobre o leste da Índia. Durante a monção de verão um gradiente de pressão à superfície é estabelecido, causando uma entrada de fluxo de ar que vem do Hemisfério Sul (HS), provocando, assim, convergência dentro do continente, grande quantidade de nebulosidade e abundância de chuva neste período.

Durante o inverno boreal, as massas de terra do continente Afro-Asiático são particularmente propensas ao resfriamento radiativo e a baixas temperaturas à superfície, dando origem a um centro de alta pressão à superfície. O padrão de pressão à superfície é deste modo estabelecido para manter um fluxo de ar que segue a partir do continente e desloca-se para o hemisfério de verão, junto com a grande quantidade de precipitação e nebulosidade (Hastenrath, 1990).

Sendo parte da alternância entre as condições de inverno e verão no Hemisfério Norte (HN), a manifestação de uma circulação de monção na baixa troposfera é associada à reversão sazonal na circulação da alta troposfera (Hastenrath, 1990). Durante o inverno do HN, há a prevalência do escoamento de oeste na alta troposfera sobre a maior parte da região de monção, e o jato de oeste é encontrado ao sul das montanhas maciças da Ásia central. Por contraste, quando o verão chega, o jato de leste ocupa a alta troposfera ao sul dos Himalayas.

Haiyan He et al. (1987) estudaram a evolução da circulação geral sobre a Ásia nos meses de abril a julho no ano de 1979 com o objetivo de identificar o período de início da monção de verão nessa região. Eles observaram que naquele ano a monção no sudeste (SE) deste continente iniciou-se na segunda semana de maio (10 a 19 de maio), enquanto que sobre a Índia se deu em meados de junho.

Flohn (1968) observou que o início da monção na Índia é precedido por chuvas no início do verão, e que o início da monção de verão nessa região é acompanhado por distintas mudanças na circulação e distribuição das chuvas em grande escala sobre grandes partes do sul e leste da Ásia. Flohn (1968) sugeriu que o fluxo de calor sensível sobre o oeste do platô tibetano e a liberação de calor latente, associado ao grande desenvolvimento de nuvens cúmulo-nimbus, são de grande importância para o desenvolvimento de um anticiclone de centro quente em altos níveis no sul da Ásia.

Monção das Américas

Segundo Khromov (1957) e Ramage (1971) os continentes das Américas não possuem características básicas formadoras de clima de monção, mas, recentemente, foi descoberto que possuem um aparente regime de circulação monçônica durante os meses de primavera e verão (Higgins, 1999; Higgins et al., 1997; Barlow et al., 1997; Douglas e Englehart, 1995; para a América do Norte; Douglas e Maddox, 1993; para o México-América Central; Zhou e Lau, 1998; e Kousky, 1999; para América do Sul), onde os ventos alísios sofrem uma grande perturbação na atmosfera tropical.

David e Andrew (1997), estudando as condições de estações úmidas e secas na região de monção na América do Norte, notaram que a intensificação e o movimento de uma baixa térmica sobre o rio Colorado são responsáveis pela distribuição de chuva no Arizona e Califórnia. Suspeita-se também que o gradiente de pressão resultante transportaria umidade do golfo da Califórnia na direção norte, aumentando assim a instabilidade e as atividades convectivas nas montanhas e desertos no sudoeste dos Estados Unidos da América (EUA).

A estação chuvosa sobre o noroeste (NW) do México e sudoeste (SW) dos EUA é caracterizada pela máxima quantidade de precipitação que ocorre durante os meses de julho, agosto e setembro (JAS), alcançando valores de 60-80 % em relação ao total anual. O termo “monção mexicana” tem sido usado para descrever o ciclo sazonal da temperatura e precipitação em analogia à bem-conhecida monção asiática (Webster et al., 1998). Alguns autores afirmam que a origem de umidade para a formação e manutenção do sistema de monção mexicana provém do Golfo da Califórnia e do Golfo do México (Douglas et al., 1993 e Sellers e Hill, 1974).

Sobre a América do Sul (AS) o clima tropical e subtropical é caracterizado por um regular e pronunciado ciclo anual de chuva (Horel et al., 1989). A estação chuvosa ocorre no verão austral em grande parte da região central deste continente, enquanto que os meses de junho, julho e agosto (JJA) representam seu período mais seco. Algumas partes da AS, como Colômbia, sul da Venezuela, NW do Brasil e mais outras áreas do

Sul da AS não apresentam uma estação seca e, da mesma forma, não apresentam uma estação chuvosa bem-definida. A partir do NW da AS até a parte central e sudeste (SE) do Brasil, a estação chuvosa muda progressivamente de JJA a dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), seguindo a migração anual das atividades convectivas e o estabelecimento de um centro quente de baixa pressão à superfície na AS central durante o verão.

O fluxo de calor sensível próximo à superfície, durante os meses de verão, constitui uma adicional fonte de calor para a existência de um Sistema de Monção na AS (SMAS). Essa fonte de calor sensível sobre o Altiplano boliviano dá origem a grandes atividades convectivas associadas a um centro de circulação anticiclônica (máxima divergência) nos altos níveis (alta da Bolívia). A liberação de calor latente associada à formação de grande nebulosidade pode ser comparada àquela grande fonte de energia sobre o Platô tibetano no continente asiático (Rao e Erdogan, 1989).

Rao et al., (1996), com o objetivo de verificar a variação anual das chuvas no Brasil e a circulação atmosférica sobre a AS, usaram dados do European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), para o período de 1985 a 1989. Eles notaram que na parte central do país, durante os 6 meses de verão (setembro, outubro, novembro, dezembro, janeiro e fevereiro), o total de precipitação era de 70% ou mais em relação ao total anual. Fato interessante observado por eles é que apenas nos meses de DJF o total de precipitação é de 45% em relação ao total anual. Tudo isto próximo da área de monção da América do Sul definida por Zhou e Lau (1998).

Visto a grande importância de estudar e identificar as características e variabilidade da monção da AS, para que se possa entender melhor tal particularidade da atmosfera na AS, tem como objetivos principais do presente trabalho:

- 1) Identificar uma área na América do Sul que de certa forma represente bem o comportamento monçônico, como é observado nas regiões da Índia-Austrália, América do Norte e América central (monção mexicana).
- 2) Verificar quando se dá o início e o fim da estação chuvosa em forma de pântadas (médias de cinco valores) em estações escolhidas na área da Monção de Verão da AS (MVAS).
- 3) Estudar as variações interanuais das chuvas em estações localizadas dentro da área possivelmente afetada pela MVAS e relacioná-las com a temperatura da superfície do mar do Oceano Pacífico e Atlântico tropical.
- 4) Avaliar a importância dos oceanos Pacífico e Atlântico na caracterização das variabilidades de chuva de monção da AS durante o regime chuvoso da região e saber com qual dessas áreas oceânicas as chuvas são mais associadas.

CAPÍTULO 2

CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS MONÇÕES

2.1 A perspectiva das monções

Segundo Magaña e Webster (1998), Zhou e Lau (1998), Kousky (1999) e Higgins et al., (1997), as principais características com relação à climatologia das monções podem ser divididas em:

- 1) Uma fase quente e úmida: a estação de chuva no verão, à qual ar quente, úmido e distúrbios nos ventos seguem continente a-dentro vindos do oceano tropical.

- 2) Uma fase fria e seca: ocorre na outra metade do ano quando os ventos trazem ar frio e seco que cruzam a região de monção a partir dos continentes no inverno.

Estas distintas demarcações dentro do ciclo anual ocorrem sobre a Ásia, Austrália, oeste da África e nas Américas.

Em alguns locais (ex., no setor da Ásia-Austrália), o fluxo de ar seco da estação de inverno, que cruza o equador e segue em direção aos continentes de verão, aumenta sua umidade quando passa pelos oceanos tropicais relativamente quentes, tornando-se então monções úmidas no continente de verão. Desta maneira, as condições secas da monção de inverno estão ligadas às condições úmidas da monção de verão e vice-versa.

Em contraste, as regiões que estão próximas ao equador possuem duas estações de chuva as quais coincidem com a transição entre a monção de inverno e verão. Por exemplo: na África equatorial leste e na Indonésia, as duas estações de chuva ocorrem de março a maio e de setembro a dezembro, e diminuem entre os dois períodos de monção em altas latitudes.

2.2 A importância sócio-econômica das monções

As monções são características importantes do clima para os meteorologistas e oceanógrafos, porém, existem também razões econômicas e sociológicas para que sejam melhoradas as previsões das monções de inverno e verão. O ciclo sazonal da precipitação e a grande quantidade de radiação solar sobre as regiões de monção são elementos fundamentais para uma agricultura próspera.

Um ano de monção fraca, isto é, total de chuva abaixo do normal, geralmente corresponde a um baixo rendimento na colheita. Reciprocamente, um ano de forte monção produz abundância na colheita, embora uma grande quantidade de chuva possa produzir devastação e enchentes. Um início das chuvas de monção atrasado ou antecipado pode ter efeitos devastadores na agricultura, portanto, torna-se de fundamental importância a previsão do início da monção e de sua variabilidade ao longo dos anos.

2.3 Mecanismos básicos geradores da monção

Segundo Ramage (1971), Krishnamurti (1976), Magaña e Webster (1998) entre outros, os processos físicos que governam a variabilidade do sistema oceano-atmosfera-continentes das monções são muito complexos. Cinco elementos básicos controlam a dinâmica do sistema de monção:

- a) O aquecimento diferencial do continente e oceano, e o resultado da força gradiente de pressão entre os hemisférios de inverno e verão.
- b) O impacto da rotação do planeta, relativo à forma geográfica e à distribuição do aquecimento diferencial.
- c) Os processos úmidos que determinam a escala vertical do sistema de monção em junção com os processos dinâmicos influenciam a quantidade e a localidade da precipitação monçônica.

d) As propriedades da superfície do continente que variam como uma função do conteúdo de umidade no solo ou da cobertura de neve, como no caso da cobertura de neve no Himalaya e o possível efeito na monção da Índia.

e) A variação da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do oceano tropical que é resultante do ciclo anual do aquecimento solar e do transporte de calor oceânico induzida pela circulação atmosférica a partir da superfície.

2.4 Variabilidade sazonal

2.4.1 O ciclo anual

Uma definição mais rígida para monção em termos de reversão dos ventos e precipitação sazonal tem sido usada para identificar as regiões de monção sobre a África, Ásia e Austrália, enquanto que as Américas qualificam as regiões de monção basicamente em termos de precipitação. As monções de inverno e verão em qualquer setor da África, Ásia-Austrália e nas Américas não são iguais devido à diferente geografia dos dois hemisférios (Ramage, 1971; Magaña et al., 1998; e Webster et al., 1998).

Durante o verão boreal, a liberação do calor latente a partir da convecção e a fonte de calor sobre o Tibete dão origem a um gradiente de temperatura latitudinal entre o sul da Ásia e os subtropicais. Intenso escoamento de leste na alta troposfera flui a partir do leste da Ásia e cruza o continente africano. A corrente de jato de leste é um indicador da intensidade da monção de verão no sul da Ásia. Sobre as Américas e a África, o aquecimento é muito menor, e o gradiente de temperatura produz apenas um fraco escoamento de leste na alta troposfera.

2.5 Variabilidade intra-sazonal

Como visto anteriormente a previsão do intervalo de tempo entre o início e o fim da monção torna-se de grande importância para as sociedades agrárias devido à sua grande influência sobre elas. O início das monções varia de acordo com as diferentes regiões:

1) Na região da Ásia, durante a estação de verão, ocorre uma rápida aceleração nos ventos de sudoeste no oeste do Oceano Índico, em junho, em baixos níveis.

2) Na Austrália, ocorre em dezembro, tão repentinamente quanto na monção de verão da Ásia.

3) Na América do Norte se inicia também rapidamente e ocorre próximo ao início do mês de julho (Higgins et al., 1997).

2.6 Variabilidade interanual

2.6.1 A importância do El Niño Oscilação Sul (ENOS) na variabilidade dos sistemas de monção da Ásia

A Oscilação Sul (OS) é claramente um persistente fenômeno global que é resultante de uma forte conexão entre o sistema oceano-atmosfera. Os eventos do El Niño Oscilação Sul (ENOS) iniciam-se com o fortalecimento dos alísios de sudeste no Pacífico e um acúmulo de águas quentes no oeste do Pacífico equatorial; posteriormente, esses ventos se enfraquecem, geralmente nos meses de verão no HS e as águas quentes que se encontram no Pacífico oeste se deslocam em direção ao Pacífico equatorial (Kousky et al., 1984).

Realizando experimentos com o modelo de circulação geral para avaliar a previsibilidade dos sistemas de clima de monção focalizando na variabilidade sazonal e interanual das chuvas de monção nos trópicos, Yang et al. (1999) notaram que o clima nos trópicos tem uma maior previsibilidade do que nos extratropicos com relação às anomalias positivas e negativas de TSM na região do Niño 3 (Apêndice A), e concluíram que as chuvas de monções são mais previsíveis quando as anomalias de TSM são fortes. Particularmente na AS as chuvas de monção são mais previsíveis quando tais anomalias são maiores ou iguais a 0.5° C na região do Niño 3.

As chuvas de monção são altamente dependentes do ciclo do ENOS. Em 100 anos de registros de Índice de Oscilação Sul (IOS) e precipitação durante os períodos de monção indiana Magaña e Webster (1998) notaram que 35% da variabilidade dessas chuvas foi devido ao fenômeno do ENOS. Joseph et al., (1994) observaram que a monção no Sul da Índia é fortemente afetada em anos de El Niño, e que existe um atraso no início das chuvas nessa região em anos de El Niño.

Tipicamente durante os anos de El Niño o escoamento do vento em baixos níveis, na região da Índia, é mais fraco do que o normal, e em anos de La Niña observa-se que esse escoamento apenas tende a ser mais fraco (Ju e Slingo, 1995). Uma vez que os eventos de La Niña e El Niño, com exceção dos anos 1982 e 1983, são previsíveis, devido ao constante monitoramento dos campos de TSM no Pacífico, então seria "fácil" de se prever a variabilidade das chuvas de monção de verão, tanto com relação à intensidade das chuvas, quanto ao seu início e fim. No recente trabalho de Marengo et al. (1999), aparentemente não existe mudança significativa na data de início da estação chuvosa na região SE da Amazônia próxima da área da monção de verão da AS durante anos de El Niño e La Niña.

2.6.2 Processos de interação à superfície

Dentre os vários fenômenos que causam variabilidades nas chuvas monçônicas de verão no continente indiano num contexto interanual, a cobertura de gelo que ocorre sobre grande parte dos continentes da Europa e Ásia durante o inverno boreal afeta consideravelmente o padrão das chuvas em toda Índia. Hahn e Shukla (1976) mostraram uma relação inversa entre a cobertura de neve que está presente na Eurásia durante a primavera e as chuvas de monção de verão na Índia.

Durante os anos de El Niño esta relação entre cobertura de neve e chuvas de monção parece se ausentar, ou seja, aparentemente as chuvas de monção são bem mais influenciadas pelo El Niño do que pela cobertura de neve sobre a Eurásia central (Yang, 1996).

A cobertura de neve na região central da Eurásia durante o mês de abril e as chuvas de monção de verão (JJAS) em toda Índia são aparentemente associadas negativamente, ou seja, os processos associados à superfície (cobertura de gelo) causam grandes variabilidades nas chuvas de monção, porém essas variabilidades são mais fortemente controladas pelas anomalias de circulação associadas ao sistema oceano-atmosfera (Matsuyama e Matsuda, 1998).

Algumas pesquisas sugerem várias possibilidades com relação à cobertura de gelo sobre a Eurásia e as influências que elas podem causar nas chuvas de monção sobre a Índia. O efeito neve versus características hidrológicas pode ser claramente resumido de acordo com Yasunari et al. (1991) da seguinte maneira:

- 1) Grandes frequências de nevada durante o inverno conduzem à uma grande quantidade de derretimento de neve durante a primavera.
- 2) Grande quantidade de neve derretida durante a estação da primavera conduz grandes quantidades de umidade retida no solo durante a primavera e verão.
- 3) Abundante umidade disponível no solo no decorrer da primavera até o verão conduz a uma pequena razão de Bowen à superfície no início do verão.
- 4) Pequena razão de Bowen à superfície no início do verão ocasiona baixas temperaturas na superfície.
- 5) Baixas temperaturas à superfície geram fracos contrastes térmicos entre o oceano indiano e o continente da Eurásia.
- 6) Fraco contraste térmico entre oceano e continente induz fraca circulação de monção durante o verão.

2.7 O sistema de monção das Américas

Barlow et al. (1997) consideraram a América do Norte-Central como uma região de monção (noroeste do México-América e Central-sudoeste dos EUA), devido às seguintes características: a precipitação é grandemente confinada em uma única estação (verão), os maiores valores de temperatura à superfície ocorrem logo antes do início da estação chuvosa, os ventos em superfície no norte do Golfo da Califórnia experimentam uma reversão sazonal, um centro de baixa pressão à superfície se forma durante a estação de verão devido ao forte aquecimento neste continente e existe divergência nos ventos em altos níveis associado à um sistema de alta pressão em altos níveis.

O início da monção nesse continente se dá em meados de junho (Douglas e Englehart, 1995). Okabe (1995) observou que o desenvolvimento do Sistema de Monção da América do Norte (SMAN) é caracterizado por um período de transição entre um regime de estação fria e um regime de estação quente.

Verificando a climatologia da circulação para o mês de julho na alta troposfera, Barlow et al. (1997) notaram o domínio de uma circulação de alta pressão (anticiclone da América do Norte), centrado, sobre o noroeste do México, e uma crista que se estendia ao norte da parte central dos EUA (Figura 2.1). O início da monção mexicana é caracterizado por uma grande quantidade de precipitação sobre o sul do México, o qual se desloca rapidamente para o norte e alcança o Arizona e o Novo México no início de julho (Higgins et al., 1997).

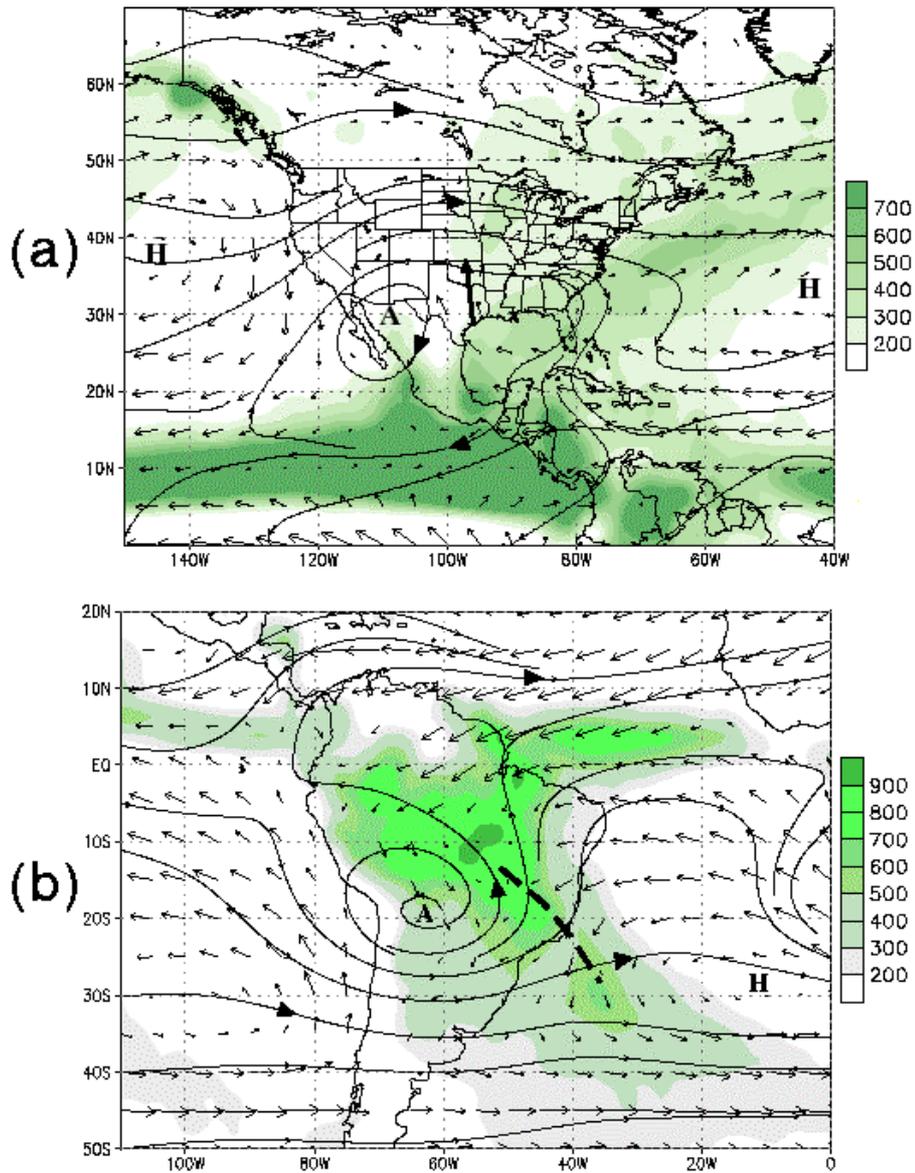


Figura. 2.1- Média (1979-1995) da velocidade do vento em 925 Hpa, linhas de corrente em 200 Hpa e precipitação estimada por satélite (mm, sombreado): a) Posição do anticiclone da monção da América do Norte nos meses de julho a setembro, indicado por "A". O centro da alta pressão subtropical é indicado por "H". b) Nos meses de dezembro a fevereiro a posição da Alta da Bolívia é indicada por "A". O centro de alta pressão subtropical no Atlântico Sul é indicado por "H". As linhas pontilhadas indicam o eixo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Fonte: CLIVAR (1998).

Para a AS, próximo da área caracterizada como regime de monção, Rao e Erdogan (1989) fizeram um estudo do balanço de energia sobre o Altiplano da Bolívia, durante o mês de janeiro de 1979, e verificaram que os maiores valores de liberação de calor latente nas partes norte e meio leste do Altiplano boliviano ($200-300 \text{ Wm}^{-2}$) são de importante contribuição para a origem do calor atmosférico sobre o platô, o qual influencia o desenvolvimento e a intensidade do anticiclone no ar superior, que é diretamente dependente da origem de calor sobre o Altiplano.

Os mesmos autores citados acima fizeram uma comparação entre a origem do calor sobre o Tibete e o Altiplano da Bolívia, e notaram que, no ano de 1979, a quantidade de precipitação sobre o Altiplano da Bolívia (400-600 mm/mês) foi maior do que sobre o platô tibetano (150-200 mm/mês). Eles ainda sugeriram que uma circulação monçônica sobre a América do Sul subtropical ocorreria devido ao forte aquecimento sobre o platô Altiplano durante os meses de verão.

Para se ter uma visão mais geral da discussão sobre a existência ou não de clima de monção sobre as Américas, as seguintes assimetrias entre os continentes americanos (sul, norte e central) são observadas abaixo (CLIVAR, 1998). Como no caso dos sistemas de monção na Ásia e Austrália, as Américas apresentam um sistema de monção que possui diferentes configurações em relação ao tamanho, local e orientação das massas continentais e localização dos oceanos, sendo as principais diferenças:

- Na Ásia e Austrália, a distribuição de oceanos possui uma orientação mais ou menos norte-sul, com continente ao norte e oceano ao lado sul. Nas Américas, a orientação das massas continentais é principalmente dada na direção norte-sul, com os oceanos localizados a leste e oeste.
- O maior complexo montanhoso no sul da Ásia tem uma extensão leste-oeste, enquanto que sobre as Américas a extensão dos complexos montanhosos é norte-sul.

- Os continentes das Américas são mais similares em tamanho do que os da Ásia e Austrália.

- As maiores quantidades de massa continental na América do Sul estão nas baixas latitudes, enquanto que na América do Norte a massa continental está mais concentrada em médias e altas latitudes.

Em virtude dessas principais diferenças entre os continentes do ocidente e do oriente, junto com a distribuição de seus oceanos citada acima, a climatologia, os padrões de circulação e as condições atmosféricas junto com suas variações ao longo do tempo também possuem diferenças significativas (ex; ZCAS na América do Sul e na reversão da circulação próxima à superfície na monção da Índia).

Zhou e Lau (1998), utilizando dados de reanálise do NASA/DAO e do National Center Environmental Prediction (NCEP), identificaram a existência de um regime de circulação de monção durante o verão na América do Sul (MVAS). Eles afirmaram que a formação de um centro de baixa pressão sobre o Chaco paraguaio nos baixos níveis reforça o contraste térmico entre o oceano e o continente, e concluíram que a perturbação sazonal nos ventos alísios que vêm da região do Sahara e chegam ao grande Chaco identifica uma reversão deste escoamento em baixos níveis, caracterizando assim um sistema de MVAS.

De acordo com a repentina mudança na circulação atmosférica e o padrão de chuva, eles dividiram a MVAS em 5 fases para um estudo de caso nos anos de 1989 e 1990 (Tab. 2.1).

TABELA 2.1- fases da monção de verão da América do Sul de 1989 a 1990

| Período | Fase | Descrição |
|--------------------------|-------------|---------------------------|
| 1 out.-19 nov. 1989 | I | Premonção |
| 20 nov.-29 dez. 1989 | II | Monção em desenvolvimento |
| 30 dez. 1989-7 fev. 1990 | III | Monção desenvolvida |
| 8 fev.-19 mar. 1990 | IV | Decaimento da Monção |
| 20 mar.-28 abr. 1990 | V | Pós-monção |

FONTE: Zhou e Lau, 1998.

No período de premonção (fase I) é observado um centro de divergência em altos níveis (Figura 2.2 a). No período da monção em desenvolvimento (2.2 b), ela se desenvolve com mais vigor e é observada a formação de um cavado em baixos níveis ao sudeste do Altiplano (Figura 2.3 b).

Durante a fase II, a monção de verão desenvolve-se com forte atividade ciclônica a SE do Altiplano (Figura 2.3 b). O escoamento do vento sobre o Atlântico equatorial que já era de leste na fase I torna-se mais forte e alcança os Andes, e tornando-se um escoamento de noroeste em baixos níveis (Figura 2.3 b), enquanto que, nos altos níveis, um centro de alta pressão é observado deslocando-se com a migração do Sol em direção ao pólo e um cavado começa a se formar sobre o Oceano Atlântico Sul.

Quando a MVAS alcança a fase desenvolvida (III) são observadas duas circulações fechadas, a Alta da Bolívia e um vórtice ciclônico sobre o Atlântico Sul em altos níveis (Figura 2.2 c). Durante a fase IV, o escoamento que atravessava o equador, o qual era de caráter meridional, enfraquece e torna-se assim de caráter mais zonal, sendo que em altos níveis o vórtice ciclônico, que era fechado (centro de baixa) se enfraquece e torna-se um cavado (Figura 2.2 d).

Na fase V, o regime de circulação é caracterizado por um jato de oeste localizado aproximadamente entre 30° S e 35° S nos altos níveis (Figura 2.2 e).

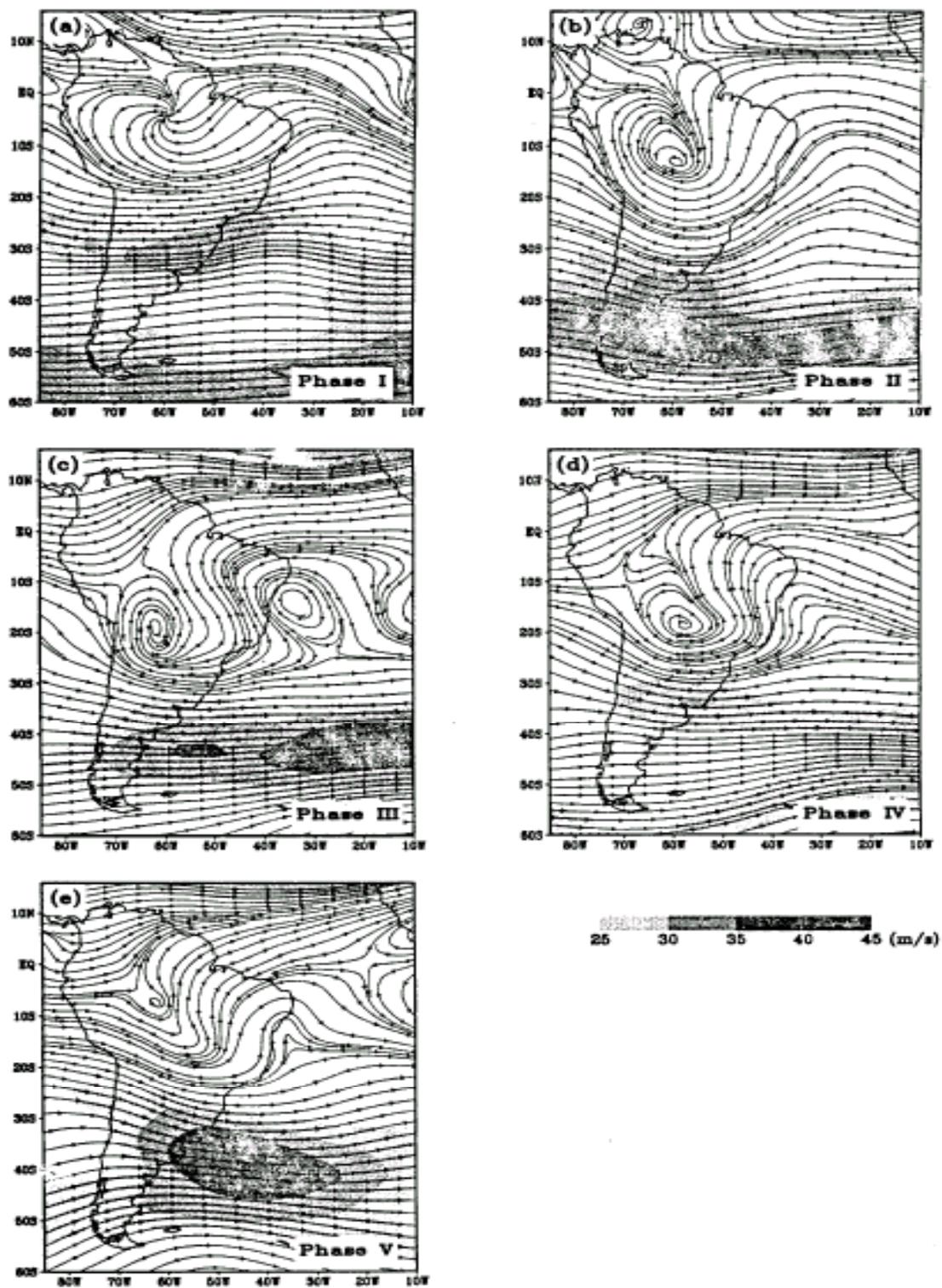


FIGURA. 2.2- Fases da MJO e circulação atmosférica em 200 mb.
 FONTE: Zhou e Lau, 1998.

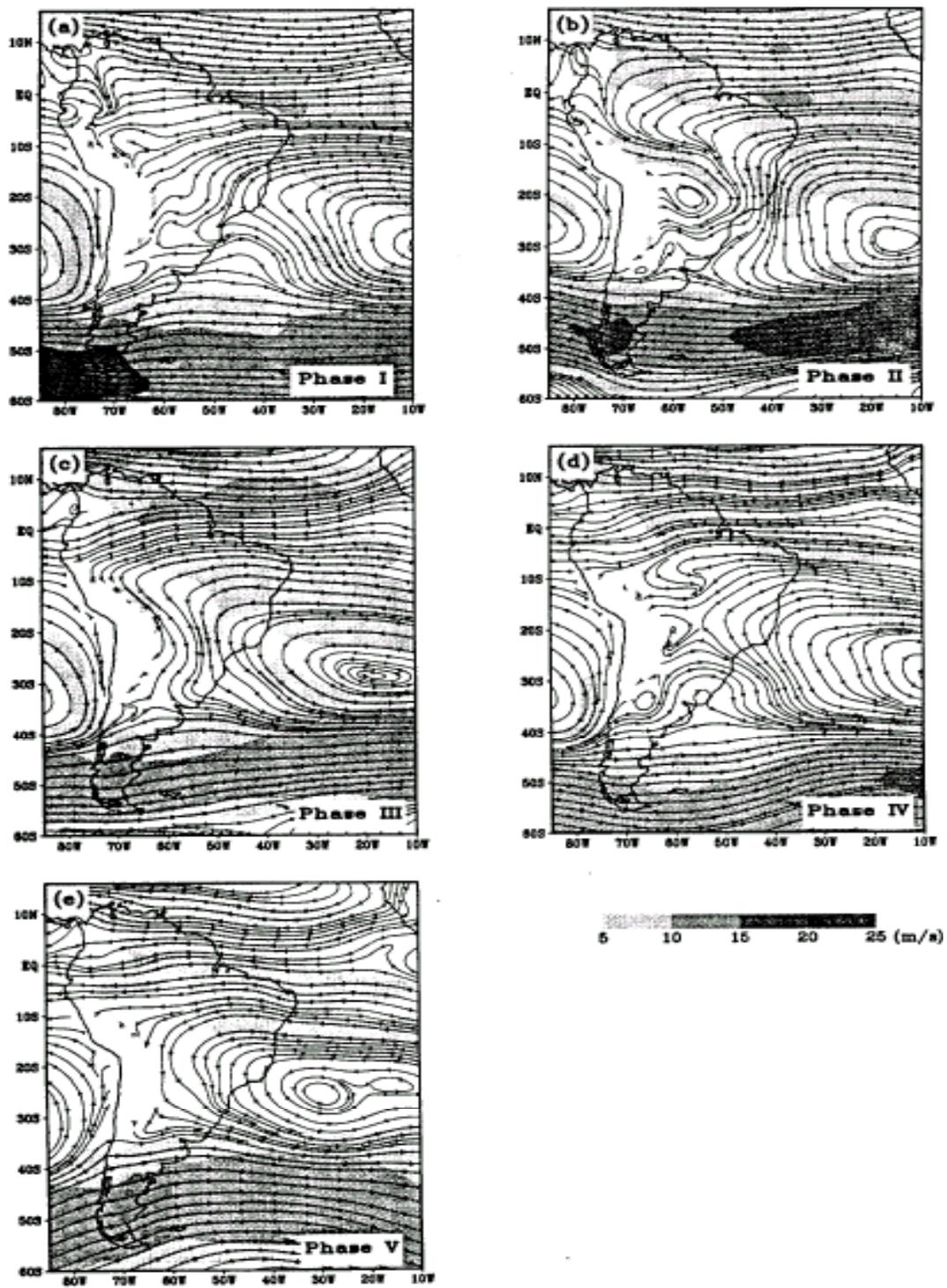


FIGURA. 2.2- Fases da MVAS e circulação atmosférica em 850 mb.
 FONTE: Zhou e Lau, 1998.

Zhou e Lau (1998) fizeram uma comparação entre a MVAS e a clássica Monção

de Verão do Leste da Ásia (MVLA), conforme se observa na Figura 2.4.

A Figura mostra os fluxos que cruzam o equador em baixos níveis 1, e que circulam ciclonicamente ao redor de uma baixa quente subtropical do hemisfério de verão [baixa do Chaco 3, vs cavado da MVLA, 3 (EAS)]. Sobre a América do Sul subtropical, o fluxo em baixos níveis é de norte-noroeste (NNW), 2, ao longo do leste dos Andes subtropical; o escoamento de norte ao longo da extremidade oeste da alta subtropical do Atlântico Sul, 4; e o escoamento de oeste-sudoeste (WSW) em médias latitudes, 6, formando assim uma zona de convergência em grande escala, ZCAS, 5.

Sobre o leste da Ásia, o fluxo de SW da monção de verão da Índia [(2IND)] e o fluxo de SE na periferia oeste da alta subtropical do Pacífico Norte, 4, junta-se ao fluxo de oeste em médias latitudes, 6, criando assim a zona frontal de Meiyu Baiu, 5. Grande quantidade de precipitação associada com as atividades ciclônicas ocorrem dentro desses sistemas de baixa pressão [3 vs 3(EAS), 5]. Na alta troposfera ambos sistemas de monção possuem uma circulação anticiclônica, 7, que se estabelece sobre a região do platô.

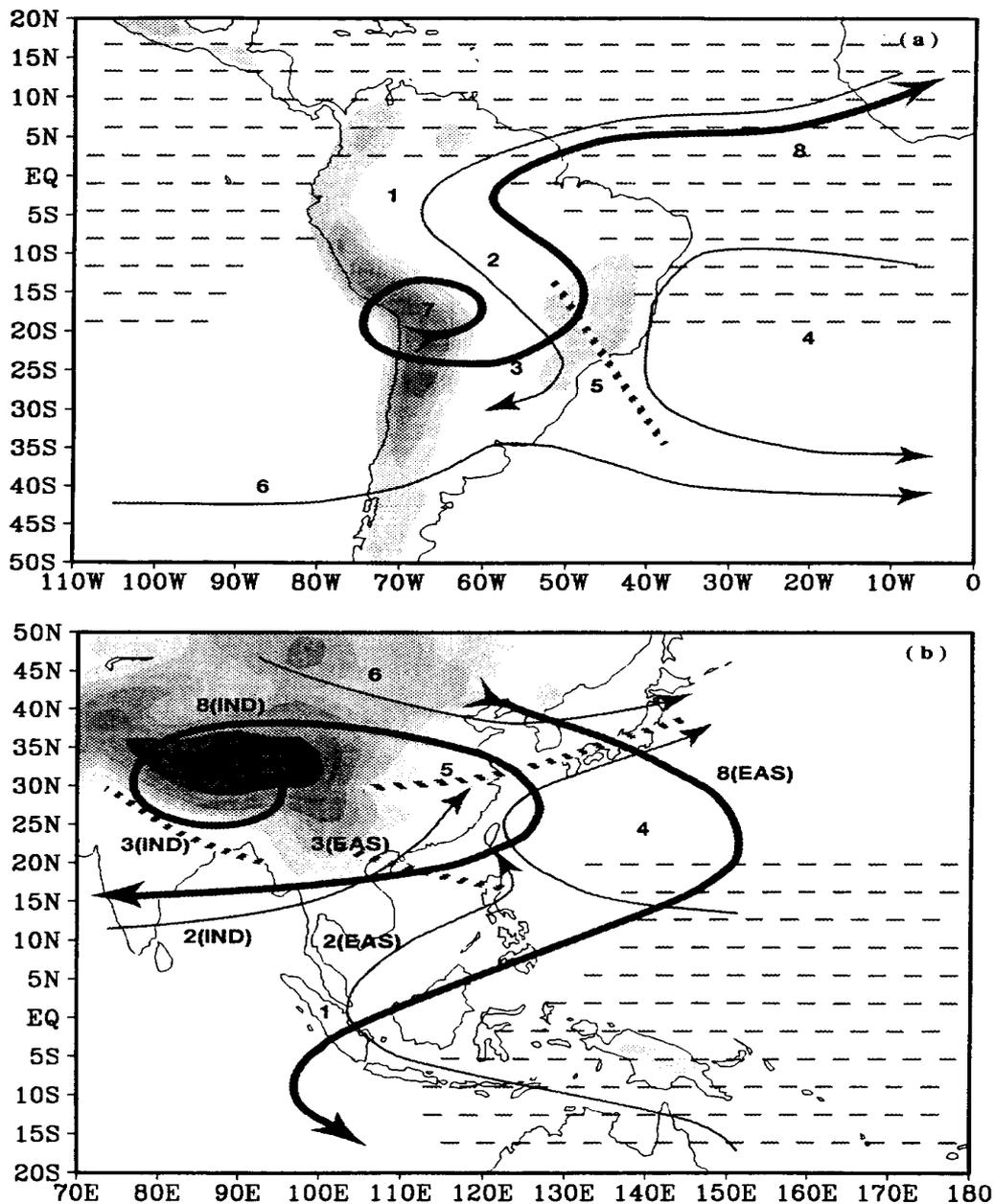


FIGURA. 2.4- Ilustração esquemática das monções para (a) MVAS e (b) MVLA. A região sombreada representa a topografia. As áreas de predominância do escoamento de leste são indicadas por linhas escuras. A numeração das características são as seguintes: 1) fluxo que cruza o equador em baixos níveis, 2) escoamento de noroeste versus escoamento de sudoeste, 3) Baixa do Chaco versus o cavado da MVLA, 4) Alta Subtropical, 5) ZCAS versus a Zona Frontal de Mei-Yu, 6) escoamento de oeste de médias latitudes, 7) Alta da Bolívia versus Alta do Tibete e 8) retorno do escoamento em altos níveis.

FONTE: Zhou e Lau, (1998).

Além dos estudos de caso de Zhou e Lau (1998), Kousky (1999) faz uma revisão do SMAS (Figura 2.2 b), o qual, durante a primavera, é caracterizado por um rápido deslocamento na direção sul da região de intensa convecção a partir do NW da América do Sul para o sul da bacia amazônica e Altiplano brasileiro. No final do verão (retirada da monção) a atividade convectiva desloca-se gradualmente em direção ao equador. Durante abril e maio, o fluxo de umidade em baixos níveis, que era de noroeste-sudeste, a partir do oeste da Amazônia se enfraquece. As fases extremas do ciclo de ENOS tem um significativo impacto sobre a intensidade da MVAS, afirmando que quando a temperatura na superfície do mar no Pacífico equatorial são maiores que a média (El Niño) o movimento vertical na América do Sul tropical é mais fraco que o normal, causando assim a ocorrência de chuvas abaixo do normal sobre o leste da Amazônia e nordeste (NE) do Brasil. A monção de verão da América do Sul geralmente enfraquece durante o mês de março, quando o aquecimento solar na região subtropical começa a ficar menos intenso.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

Com base nas características do regime monçônico de verão na AS, definindo pelos trabalhos (considerando as anomalias de chuva, em associação com as anomalias na circulação atmosférica) de Zhou e Lau (1998); e Magaña e Webster (1998), foi escolhida uma região que representa a área da MVAS. Nesta área e também naquela usada no projeto internacional VAMOS (Variability of American Monsoon System), um dos objetivos é verificar a dinâmica da circulação associada à variabilidade das chuvas de monção na AS em várias localidades deste continente.

Para alcançar um dos objetivos do presente trabalho, foi selecionado uma região na AS que apresentasse um regime de chuvas semelhante ao de uma região monçônica do sudeste da Índia e que deveria ser afetada SMAS.

A área selecionada compreende uma região entre as latitude de 10° e 20° S e 40° e 50° W (Figura 3.1). Tal área engloba grande parte da região central do Brasil, que, por sua vez, apresenta semelhanças à típica monção de verão do SE da Ásia com relação ao regime climático das chuvas (grande quantidade de chuvas durante o verão e seca durante o inverno). A escala da área da monção neste trabalho baseou-se numa observação da circulação da superfície do artigo de Zhou e Lau (1998) e de Kousky (1998). Embora o continente da AS não apresente uma reversão de aproximadamente 180° na direção dos ventos entre os meses de inverno e verão, a região que foi escolhida para o estudo apresenta uma grande perturbação sazonal (verão e inverno) no regime de circulação em baixos níveis (Zhou e Lau, 1998), veja apêndice A.



FIGURA. 3.1- Localização geográfica da região possivelmente afetada pela MVAS (área dentro do quadrado).

A região localizada dentre os limites selecionados anteriormente, daqui a frente será tratada como região da MVAS, pois ela sofre influência do SMAS. Essa região apresenta grande quantidade de chuva com aproximadamente 50% durante os meses de verão (DJF), sendo caracterizada assim uma região no continente sul-americano que apresenta grande quantidade de chuvas dentro de uma única estação, e uma grande escassez de chuva nos meses de inverno (Rao et al., 1996).

3.1- Dados

Os dados analisados neste estudo são:

1- Radiação de Onda Longa (ROL) e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para ambos oceanos Atlântico (norte e sul) e Pacífico Sul, obtidos através do NCEP. O espaço de grade para a análise dos dados de médias mensais de TSM estão em uma resolução de 2.0° para ambas latitude e longitude, num período de 1950 a 1994, sendo que os dados a partir de 1982 estão em uma resolução de 1°x1° (ver Rao et al., 1999).

2-Dados de precipitação (total mensal e anomalias normalizadas), utilizados para avaliar suas variações interanuais na região de estudo, sendo obtidos de 22 estações localizadas dentro da região de estudo, a partir do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) e do Centro de previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para os anos de 1960 a 1999.

Além dos dados de chuva, TSM e ROL, foram utilizados mapas climáticos de circulação nos níveis altos e baixos da atmosfera derivados dos reanálises do NCEP, disponíveis nos arquivos do CPTEC.

3.2- Metodologia

3.2.1- Temperatura da Superfície do Mar

Sabe-se que as anomalias de TSM do Oceano Pacífico (oeste ou leste) geram forte influência no regime de precipitação em grande parte do Brasil (Grimm e Dias, 1995; Kane, 1997; Uvo et al., 1998; e Grimm et al., 1998). Por outro lado, no Atlântico, o Padrão tipo Dipolo (padrão inverso de anomalias de TSM) é o modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante sobre a bacia do Atlântico tropical, e onde tal modo de variabilidade caracteriza-se pelo aparecimento de um padrão de anomalias de TSM, configurando-se, espacialmente, com sinais opostos de temperaturas sobre as bacias norte e sul do Atlântico tropical (Souza e Nobre, 1998). Torna-se, então, necessário um estudo bem acurado das influências das variabilidades interanuais, que ocorrem no Pacífico (Uvo et al., 1998; Nobre e Shukla, 1998). Além disso, no Atlântico subtropical, é possível que variações interdecadais na TSM (Venegas et al., 1996) possam causar variabilidades nas chuvas de monção de verão na região.

3.2.2- Índice de Chuva e suas correlações com a Temperatura da Superfície do

Mar

A escolha de um índice que representa a variabilidade de chuva na região da MVAS foi necessária para facilitar o trabalho e da mesma forma alcançar alguns dos objetivos propostos. Visto a sua grande utilidade em representar bem uma área, vários pesquisadores usaram índices de chuva em regiões monçônicas (Parthasarathy et al., 1992; Rao et al., 1999), circulação (Webster e Yang, 1992) e convecção (Wang e Zen, 1999) para prevalecerem-se da simplicidade que estes índices têm em representar um parâmetro médio de precipitação dentro de uma área.

Para facilitar o entendimento da relação entre as chuvas de monção de verão e a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, foi feita uma manipulação estatística para que as 22 estações (postos meteorológicos) localizadas na região da MVAS representassem, de certa forma, o domínio espacial dessa área. Para isso, primeiramente, foi verificada a máxima contribuição percentual média de três meses, para cada uma das 22 estações, no período de 1960 a 1999. De posse desses valores, foi produzida uma climatologia desses trimestres para cada estação. Com essa climatologia, onde a maioria das estações apresentaram os meses de DJF como o trimestre que apresenta a maior contribuição percentual de chuva, foi calculado um Índice de Monção de Verão (IMV) que representa a contribuição total das chuvas durante o trimestre mais chuvoso para cada estação através da equação abaixo:

$$IMV = \frac{\overline{(\sum_{i=1}^3 TC) - (\overline{TC})}}{DP(TC)}$$

onde:

TC.....Precipitação do trimestre mais chuvoso;
DP.....Desvio padrão de TC.

De posse dos IMVs (Tabela 3.2) foram feitas correlações lineares entre estes índices e a média trimestral de TSM da área oceânica do Atlântico e Pacífico para um domínio entre 20° N a 30° S e 0° a 120° E, para os meses de verão (DJF) e em trimestres defasados (JAS -julho, agosto e setembro-, ASO -agosto, setembro e outubro-, SON -setembro, outubro e novembro-, OND -outubro, novembro e dezembro- e NDJ -novembro, dezembro e janeiro-), com intervalo de 1 mês para o período de 1962-1992. O objetivo de correlacionar esses dois parâmetros é tentar entender como uma perturbação gerada em um desses oceanos pode gerar variabilidades no padrão das chuvas de monção na região da MVAS (efeito de forçante remota).

TABELA 3.1- Valores de IMV para o período dezembro-fevereiro na região da MVAS

| Ano | IMV | Ano | IMV |
|------|------|------|-------|
| 1961 | 0,6 | 1981 | 0,0 |
| 1962 | 0,3 | 1982 | -0,2 |
| 1963 | 0,3 | 1983 | 0,5 |
| 1964 | 0,9 | 1984 | -0,7 |
| 1965 | 0,3 | 1985 | 0,6 |
| 1966 | 0,2 | 1986 | -0,01 |
| 1967 | 0,0 | 1987 | -0,6 |
| 1968 | 0,2 | 1988 | 0,3 |
| 1969 | -0,3 | 1989 | -0,6 |
| 1970 | 0,3 | 1990 | -0,4 |
| 1971 | -1,2 | 1991 | -0,3 |
| 1972 | -0,5 | 1992 | 0,5 |
| 1973 | -0,3 | 1993 | -0,7 |
| 1974 | -0,8 | 1994 | -0,4 |
| 1975 | -0,2 | 1995 | -0,1 |
| 1976 | -0,8 | 1996 | -0,3 |
| 1977 | 0,02 | 1997 | 0,2 |
| 1978 | 0,6 | 1998 | 0,0 |
| 1979 | 1,7 | 1999 | -0,8 |
| 1980 | 1,1 | | |

A Tabela acima mostra valores do IMV, os quais representam a média do total de chuvas, para todas as estações, durante o período mais chuvoso (DJF). Para uma melhor compreensão de como é a distribuição em cada ano desses totais de chuva, a Figura 3.2 foi produzida para mostrar essa distribuição em um período de 39 anos (1961-1999).

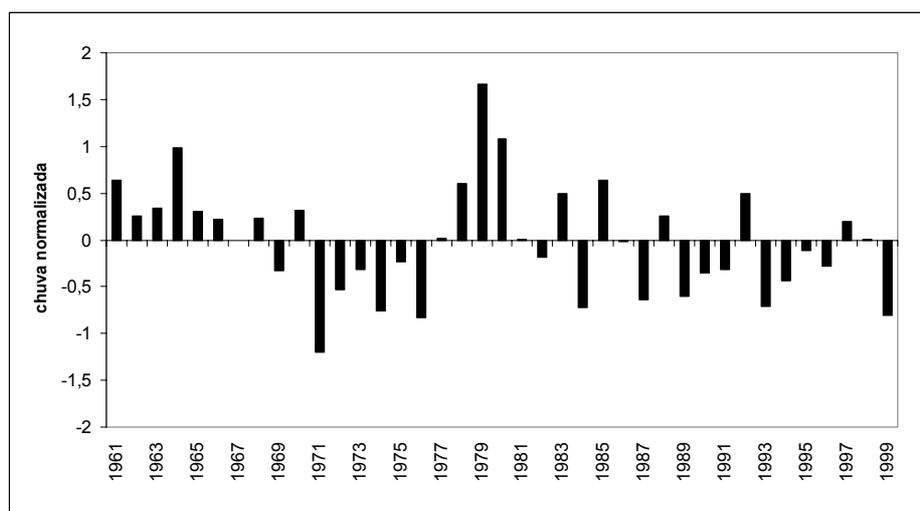


FIGURA. 3.2- Representação da distribuição do total de chuvas para o período mais chuvoso da região da MVAS (chuva normalizada) para o período de 1961 a 1999).

Na Figura acima observa-se que existe uma variabilidade interanual nos totais de chuva. Nos primeiros 8 anos as chuvas apresentaram-se acima da média; a partir de 1971 até 1976 a região apresentou chuvas abaixo da média climatológica; e nos demais anos nota-se a grande variabilidade que essas chuvas apresentam de ano para ano, ou seja, é notável a alternância entre período seco e período chuvoso dentre esses anos. Observa-se também que em anos de El Niño ou La Niña, as chuvas de monção parecem não ser afetadas, ou seja, o padrão de precipitação durante o período mais chuvoso não apresenta grandes variabilidades. Isto pode ser observado nos anos de 1982-83 e 1986-87 (anos de El Niño), onde no mesmo o padrão das chuvas ficaram acima e abaixo da média, respectivamente.

3.2.3- Radiação de Onda Longa

Visto ser uma ferramenta de grande utilidade para a identificação de anomalias de precipitação nas regiões tropicais e subtropicais (Casarin e Kousky, 1986), os dados de ROL emitidos pelo sistema terra-atmosfera foram usados com o intuito de representar as datas de início e fim da estação chuvosa sobre a região da MVAS. O limite de 240 W m^{-2} foi escolhido para identificar o início e o fim das chuvas na região da MVAS

devido à sua forte correlação com as chuvas nos trópicos (Arkin e Meisner, 1987 e Kousky, 1988).

Para a determinação das datas de início e fim da estação chuvosa através da ROL, foi usado o critério utilizado por Kousky (1988) para determinar a climatologia de chuvas sobre a AS. Primeiramente foram feitas médias de cinco dias (pêntadas climatológicas) para os registros diários de ROL obtidos através do NCEP em um espaçamento de 2.5° x 2.5° de latitude-longitude num período de 24 anos (1974-1998). Os dados no ano de 1978 não foram incluídos no estudo devido a uma falha no satélite coletor. O dia 29 de fevereiro foi incluído na pêntada 12 (25 fev.-1 mar.) para os anos bissextos (Tabela 3.1).

TABELA 3.2- Número de pântadas e calendário correspondente às suas datas

| Pântadas | Datas | Pântadas | Datas |
|-----------------|----------------|-----------------|----------------|
| 1 | 1-5 janeiro | 38 | 5-9 |
| 2 | 6-10 | 39 | 10-14 |
| 3 | 11-15 | 40 | 15-19 |
| 4 | 16-19 | 41 | 20-24 |
| 5 | 20-24 | 42 | 25-29 |
| 6 | 25-29 | 43 | 30 jul.-3 ago. |
| 7 | 30 jan.-4 fev | 44 | 4-8 |
| 8 | 5-9 | 45 | 9-13 |
| 9 | 10-14 | 46 | 14-18 |
| 10 | 15-19 | 47 | 19-23 |
| 11 | 20-24 | 48 | 24-28 |
| 12 | 25 fev.-1 mar. | 49 | 29 ago.-2 set. |
| 13 | 2-6 | 50 | 3-7 |
| 14 | 7-11 | 51 | 8-12 |
| 15 | 12-16 | 52 | 13-17 |
| 16 | 17-21 | 53 | 18-22 |
| 17 | 22-26 | 54 | 23-27 |
| 18 | 27-31 | 55 | 28 set.-2 out. |
| 19 | 1-5 abr | 56 | 3-7 |
| 20 | 5-10 | 57 | 8-12 |
| 21 | 11-15 | 58 | 13-17 |
| 22 | 16-20 | 59 | 18-22 |
| 23 | 21-25 | 60 | 23-27 |
| 24 | 26-30 | 61 | 28 out.-1 nov. |
| 25 | 1-5 maio | 62 | 2-6 |
| 26 | 6-10 | 63 | 7-11 |
| 27 | 11-15 | 64 | 12-16 |
| 28 | 16-20 | 65 | 17-21 |
| 29 | 21-25 | 66 | 22-26 |
| 30 | 26-30 | 67 | 27nov.-1 dez. |
| 31 | 31 maio-4 jun. | 68 | 2-6 |
| 32 | 5-9 | 69 | 7-11 |
| 33 | 10-14 | 70 | 12-16 |
| 34 | 15-19 | 71 | 17-21 |
| 35 | 20-24 | 72 | 22-26 |
| 36 | 25-29 | 73 | 27-31 |
| 37 | 30 jun.-4 jul. | | |

3.2.3.1- Determinação das datas de início e fim da estação chuvosa, utilizando dados de Radiação de Onda Longa

As datas do início da estação chuvosa segundo Kousky (1988), são caracterizadas da seguinte maneira:

- 1) quando os valores de ROL forem menores do que 240 Wm^{-2} ;
- 2) se houver 12 pântadas precedentes a 240 Wm^{-2} , sendo que pelo menos 10 dessas pântadas o valor de ROL tem de ser maior do que 240 Wm^{-2} ;
- 3) se houver 12 pântadas sucessivas a 240 Wm^{-2} , sendo que pelo menos 10 dessas pântadas o valor de ROL tem de ser menor do que 240 Wm^{-2} .

As datas do fim da estação chuvosa segundo Kousky (1988), são caracterizadas da seguinte maneira:

- 1) quando os valores de ROL forem maiores do que 240 Wm^{-2} ;
- 2) se houver 12 pântadas precedentes a 240 Wm^{-2} , sendo que pelo menos 10 dessas pântadas o valor de ROL tem de ser menor do que 240 Wm^{-2} ;
- 3) se houver 12 pântadas sucessivas a 240 Wm^{-2} , sendo que pelo menos 10 dessas pântadas o valor de ROL tem de ser maior do que 240 Wm^{-2} .

Ainda muito usada em estudos de convecção e chuva na América do Sul (Kouksy, 1988; Horel et al., 1989; Marengo et al., 2000), a ROL pode sofrer o problema de “contaminação” de sinal de convecção pelas nuvens cirrus, que não apresentam convecção. Um estudo recente de Marengo et al. (2000) estabelece o início e fim da estação de chuva na Amazônia brasileira usando unicamente a precipitação e não a ROL. As datas estimadas do início e fim da estação chuvosa no sudeste da Amazônia,

próxima da área de MVAS, são similares aos determinados usando a limiar de ROL indicada acima. É claro que aqui a ROL é só um indicador aproximado de chuva numa área, mas com todas as limitações devido ao problema de nuvens cirrus, referir-se-á aos resultados de Marengo et al. (2000) nas discussões de início e final da estação chuvosa da MVAS.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1-O ciclo anual das chuvas sobre a região da MVAS e sua climatologia

Como comentado anteriormente, totais mensais de chuva em estações (postos meteorológicos) dentro de uma região limitada entre 10° e 20° Sul e 40° e 50° Oeste (veja Figura 3.1), foram analisados para o período de 1960 a 1999. Observa-se que os postos meteorológicos dentro da região de estudo apresentam climatologia de chuvas, com relação à distribuição, semelhantes entre si na região (Figura. 4.1).

Na maioria dos postos meteorológicos da região da MVAS, o ciclo anual apresenta dois períodos distintos, um chuvoso e outro seco. A Figura 4.1 mostra que a maior quantidade de chuvas é verificada nos meses de verão do Hemisfério Sul, e nos meses de inverno, essa quantidade, para cada localidade, é bem pequena.

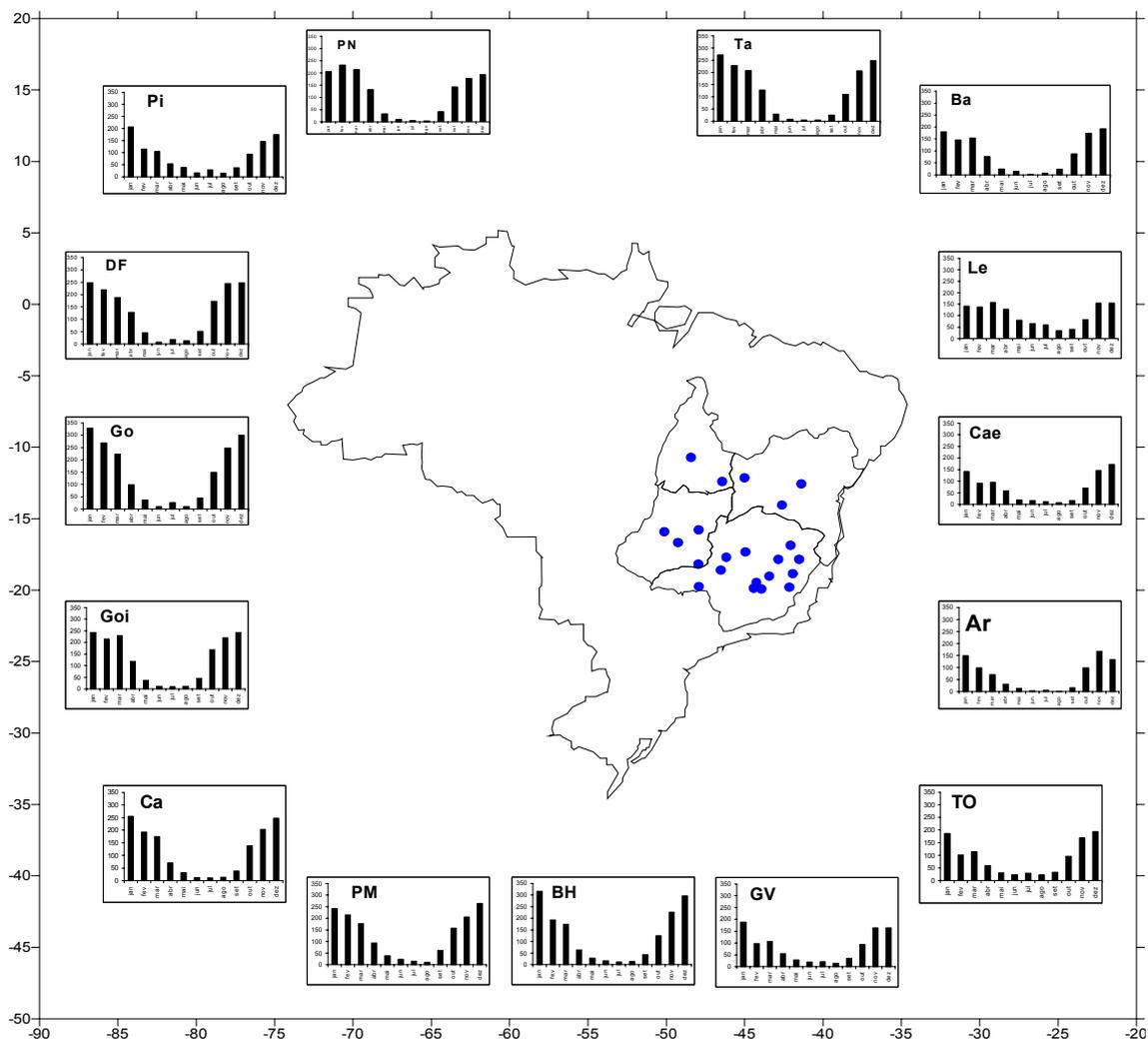


FIGURA. 4.1- Mapa com a localização das estações e suas devidas climatologias dentro da região da MVAS. As figuras estão representadas por suas iniciais: Governador Valadares (GV), Belo Horizonte (BH), Patos de Minas (PM), Catalão (Ca), Goiania (Goi), Goiás (Go), Distrito Federal (DF), Pirapora (Pi), Porto Nacional (PN), Taguatinga (Ta), Barreiras (Ba), Lençóis (Le), Caetite (Cae), Aracuaia (Ar) e Tocantins (TO).

Como pode ser observado pela climatologia dos três meses de maior contribuição percentual de chuva, a região de estudo apresenta, em sua maioria, os meses de DJF (Figura 4.2 a) como o trimestre mais chuvoso (período de desenvolvimento e fase matura da MVAS). Na Figura 4.2 b, observa-se que os meses de JJA, a região de estudo apresenta seu período mais seco.

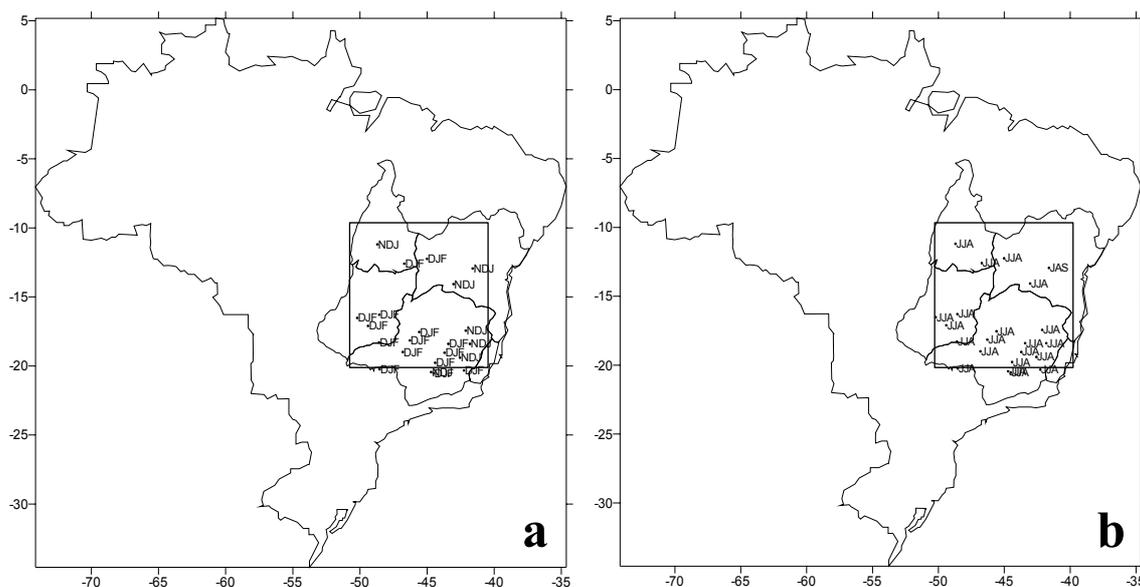


FIGURA. 4.2- Representação do período chuvoso (a) e do período seco (b). Os três símbolos representam as iniciais dos três meses mais e menos chuvosos na região da MVAS, respectivamente.

A Figura 4.2 a e b mostra que o pico da estação chuvosa dentro da região da MVAS possui distintas datas, indicando diferentes regimes climáticos de chuva dentro de cada estação da região. Na maior parte dela, o pico da estação chuvosa (Figura 4.2 a) acontece no verão e existe outra área que apresenta a estação chuvosa no fim da primavera até meados do verão (NDJ). O regime mais seco da região (Figura 4.2 b) não apresenta diferenças tão significantes nos regimes climáticos como apresentou o período chuvoso.

Para se entender melhor o comportamento da variabilidade espacial e temporal da precipitação dentro da área de estudo, a Figura 4.3 foi produzida para mostrar valores percentuais da contribuição dessas chuvas para períodos de 3 meses. Dezembro, janeiro e fevereiro são representados pelas iniciais (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA); e setembro, outubro e novembro (SON).

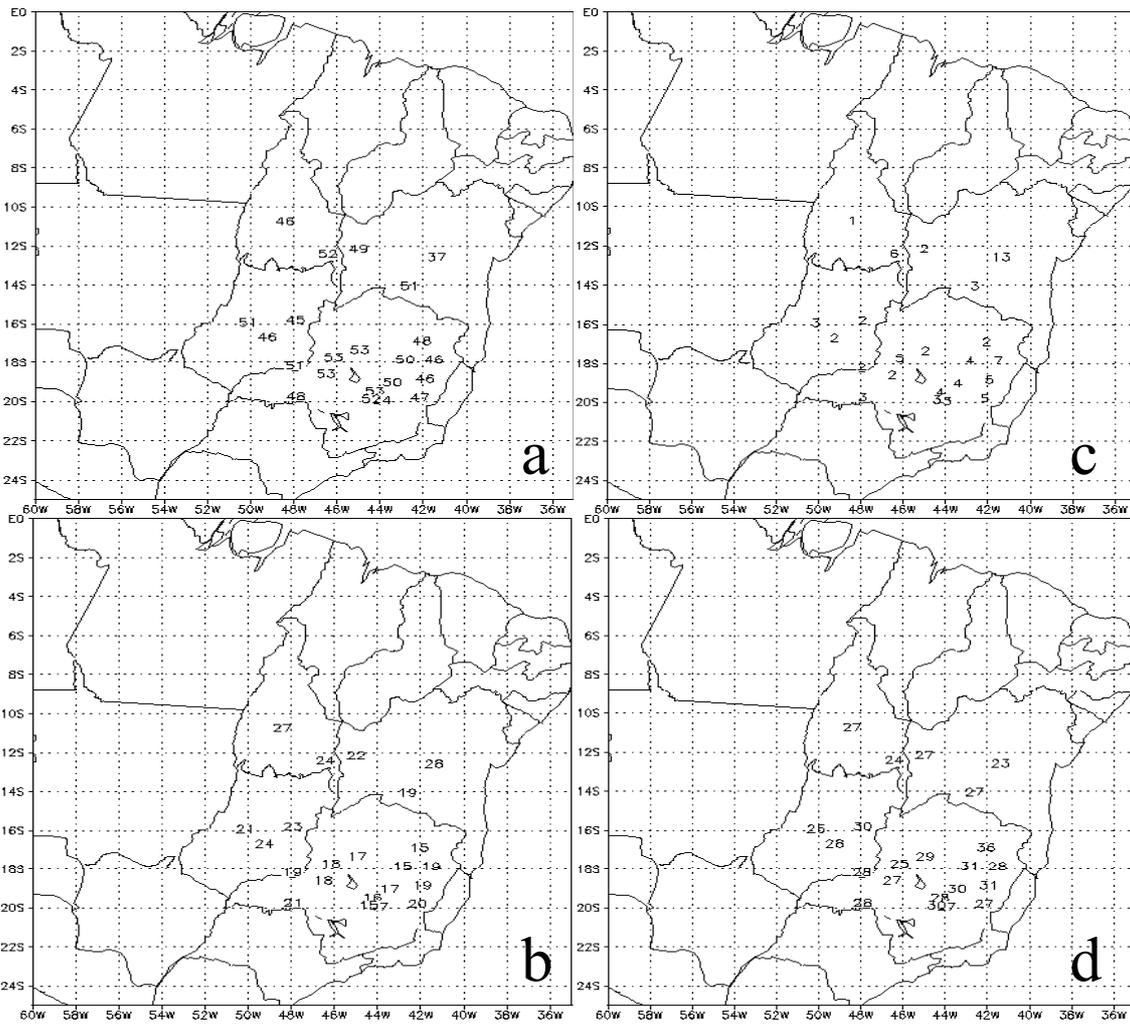


FIGURA. 4.3- Contribuição percentual de chuva em relação ao total anual para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d), para a região da MVAS.

Para produzir as Figuras 4.3 a, b, c e d foi feito primeiramente uma climatologia média mensal de precipitação para cada posto meteorológico (1960-1996). Com esses dados médios mensais foi feito, então, uma climatologia do total de chuva para os meses de verão, outono, inverno e primavera, o que nos possibilita a observação de como é o comportamento das chuvas (contribuições percentuais para períodos de 3 meses) para cada um dos períodos anteriormente mencionados e compará-los com a quantidade total durante o ano (climatologia). A partir dessa figura pode-se observar que a região de estudo não apresenta uma distribuição bem uniforme das chuvas ao longo das quatro estações.

Nota-se que só no trimestre mais chuvoso (DJF), período em qual se faz presente a MVAS na fase mais intensa (Zhou e Lau, 1998; Kousky, 1999), a maior parte da região da MVAS apresenta uma contribuição percentual de aproximadamente 50% em relação ao total anual, ficando claro, dessa maneira, que a maior contribuição das chuvas com relação ao total anual dentro dessa região está contida durante uma única estação (verão), (veja Figura 4.3 a). Essa grande quantidade de chuvas pode ser explicada pelo simples fato de que durante o decorrer deste trimestre, a ZCAS se estabelece sobre este continente juntamente com um anticiclone em altos níveis (Alta da Bolívia) que se posiciona em aproximadamente 15° S e 65° W (Kousky, 1999), (veja Figura 2.7.3).

Durante os três meses de outono (MAM -março, abril e maio-), fase a qual a MVAS começa a se enfraquecer, o percentual de chuva dentro desse trimestre apresenta uma ligeira queda na quantidade das chuvas em toda região em relação ao período anterior (verão), (veja Figura 4.3 b). A queda na quantidade de chuvas durante esse período está diretamente ligada ao enfraquecimento da energia solar sobre este continente, fazendo dessa forma com que as atividades convectivas associadas a elas diminuam. Uma outra explicação para isso pode ser dada com respeito à desintensificação que os Jatos de Baixos Níveis (JBNS) ao leste dos Andes apresentam nos meses de outono (Nogueira e Paegle, 1997; Zhou e Lau, 1998; e Kousky 1999).

Para o trimestre de JJA (Figura 4.3 c), a contribuição percentual média de chuva na região é mínima. Tal baixa quantidade de chuvas nesse trimestre pode ser devido à ausência dos seus principais sistemas causadores das no continente da AS (ZCAS, Alta da Bolívia, VCANs -Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis- e JBNS). Esse é o período onde a região da MVAS apresenta sua fase mais escassa de chuvas, alcançando percentuais mínimos de aproximadamente 3% a 4%, com exceção da localidade de Lençóis-BH.

O quarto trimestre (SON), período esse que antecipa à estação mais chuvosa da região (Figura 4.3 d), constitui a fase onde a MVAS começa a atuar sobre o NW da AS,

Amazônia e região de estudo (Kousky, 1999). É notável que os valores percentuais de chuvas nesse trimestre começam a aumentar consideravelmente em relação ao trimestre anterior (JJA). Durante essa estação (primavera), os alísios de NE que seguem a partir do Saara e que cruzam o Oceano Atlântico equatorial começam a se intensificar (ver fases I e II, Figura 2.7.4) e chegam ao leste dos Andes durante o final da primavera e início do verão, trazendo umidade para este continente e conseqüentemente chuvas para região de estudo (Zhou e Lau, 1998 e 1999).

Zhou e Lau (1998) afirmaram que no período da pré-moção da América do Sul (1 outubro-19 novembro, 1989) e da moção em desenvolvimento (20 novembro-29 dezembro, 1989) a grande quantidade de chuvas e tempestades sobre a Amazônia e SE do Brasil apareceram devido à intensificação de um anticiclone na alta troposfera (Alta da Bolívia) e do vórtice ciclônico sobre o Atlântico tropical oeste. Segundo os autores, a intensificação destes sistemas em altos níveis sobre esse continente em junção com a ZCAS são os principais causadores das chuvas nessas regiões (veja Figura 2.7.3).

Os autores citados no parágrafo anterior concluíram que no período da pós-moção da AS (20 março-28 abril), é notável a ausência dos principais sistemas causadores da precipitação nessa região (ZCAS, Alta da Bolívia e VCANs). Rao et al. (1996) afirmaram que o período chuvoso da região ocorre nos seis meses de verão (SONDJF), sendo caracterizado por uma grande quantidade de chuva que é de aproximadamente 75% em relação ao ano.

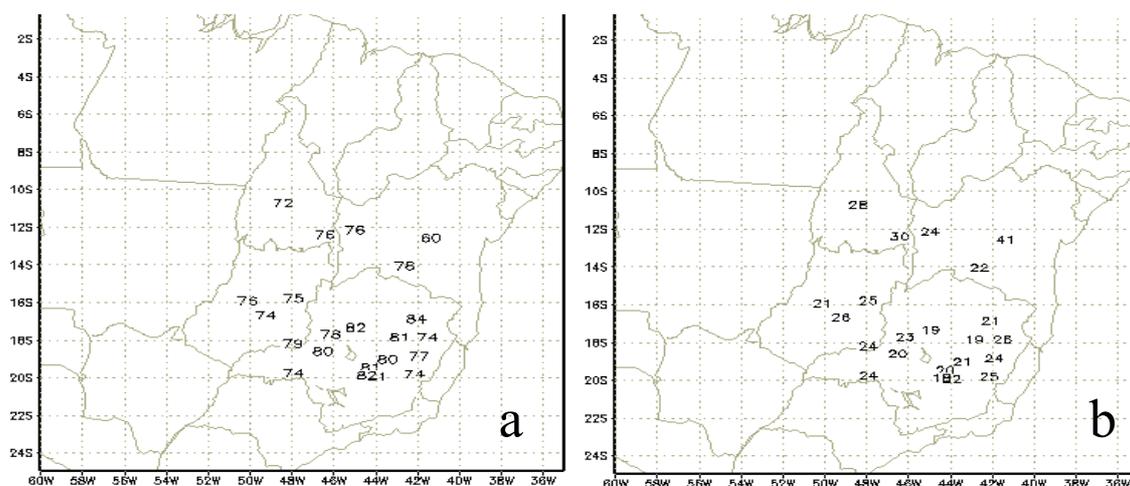


FIGURA. 4.4- Contribuição percentual de chuva para os meses de setembro a fevereiro (a) e março a agosto (b).

A Figura acima mostra a contribuição percentual para os semestres de setembro a fevereiro e março a agosto. Durante os seis meses mais chuvosos (setembro-fevereiro), os valores das contribuições percentuais de chuva na maioria dos postos meteorológicos estão acima dos 75%, e em outros postos meteorológicos este percentual apresenta valores de aproximadamente 80% em relação ao total anual (Figura 4.4 a), caracterizando dessa maneira os seis meses mais chuvosos da região. Para os meses que vão de março a agosto (Figura 4.4 b), a contribuição de chuvas para a região é bem menor. O percentual de chuvas para os postos meteorológicos é bem variado, mas apresenta valores em torno dos 25%, com exceção de Lençóis-BH (41%). A contribuição semestral dessas chuvas em relação ao ano mostra que a região apresenta seis meses com grande quantidade de chuva e outros seis com menor quantidade (período seco).

Zhou e Lau (1999) observaram que o avanço de uma faixa de precipitação sobre o continente, a qual vem da região equatorial e segue em direção à região subtropical sudeste alcança o continente no final da primavera e início do verão, e em janeiro essa faixa de precipitação apresenta sua máxima posição sul (Figura 4.5 a). Nota-se que o campo médio mensal de ROL (4.5 b), proposto para estimar o início e fim da estação chuvosa, acompanha bem o deslocamento sazonal das chuvas para os meses da fase

matura da MVAS (dezembro e janeiro) e confirmando que os dados de ROL representam bem a variabilidade das chuvas sobre a AS tropical em escala maior.

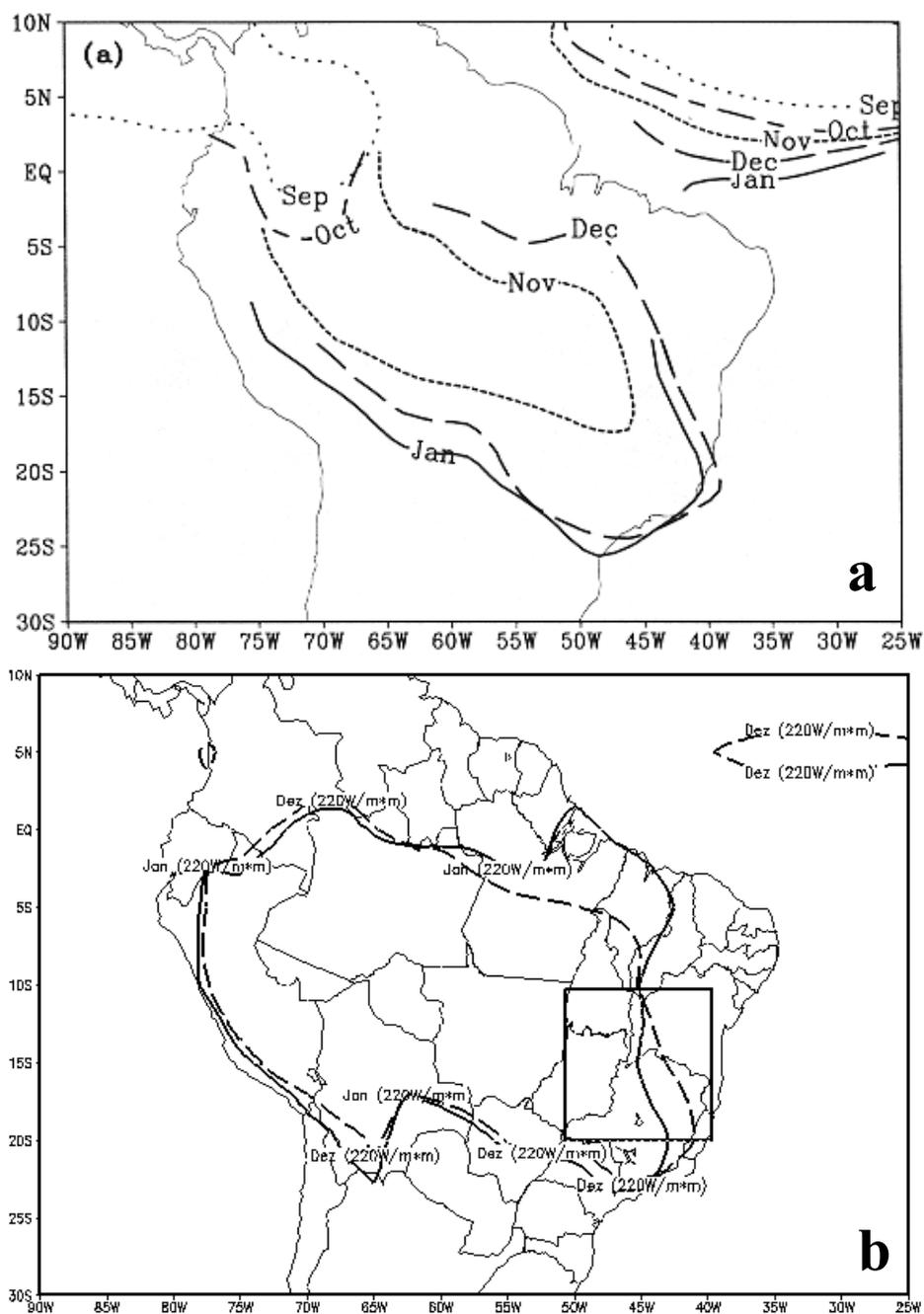


FIGURA. 4.5- Representação do deslocamento médio mensal (1979-1995) da precipitação para contornos de 6 mm/dia (a), adaptada de Zhou e Lau (1999) e o deslocamento médio mensal (1976-1998) da ROL (b).
 FONTE: Zhou e Lau (a).

4.2- Variação anual do campo de ROL sobre a América do Sul e região da MVAS

Sabe-se que o parâmetro ROL é de confiabilidade em representar a precipitação em grande escala, devido à sua grande associação com as atividades convectivas (Arkin e Meisner, 1987; Kousky, 1988; Arkin e Ardanuy, 1989 e Liebmann et al., 1998). Esta estimativa indireta de precipitação, baseada em observações de nuvens através de medidas por satélite de órbita geostacionária (IV -Infra-Vermelho- e visível), tem sido intensamente usada.

Liebmann et al. (1998) compararam dados de ROL, divergência em altos níveis, medidas de precipitação com dados observados e dos reanálises do NCEP. Em suas pesquisas, os autores concluíram que existe uma melhor correlação entre as chuvas observadas e a ROL do que as correlações entre os demais parâmetros estudados.

Muitos trabalhos como os de Arkin e Meisner, 1987; Kousky, 1988; Horel et al., 1989, entre outros mostram que essa associação é de grande valia, uma vez que as regiões tropicais com ausência de dados de chuva podem ser bem estudadas com relação às suas características e variabilidades, usando dados de ROL emitidos pela superfície.

Com o objetivo de verificar os padrões de precipitação e suas variabilidades, os campos de ROL para a região da MVAS foram então produzidos em forma de pântadas climatológicas, para que fossem identificados os períodos de início e fim da estação chuvosa para cada posto meteorológico. Outros autores usaram dados de ROL para verificar a climatologia de chuvas, tanto para AS (Kousky, 1988), quanto para a região global (Arkin e Meisner, 1987).

No presente trabalho, a climatologia pentadal de ROL para a região da MVAS pode ser verificada no apêndice (C).

A Figura 4.6 mostra o deslocamento médio mensal da atividade convectiva (climatologia de ROL com valor máximo de 220 W m^{-2}) sobre o continente da América

do Sul e sobre o Atlântico tropical oeste. No continente, a banda de convecção profunda que está sobre a Colômbia avança em direção ao sudeste subtropical no início da pré-moção (primavera), alcançando sua máxima posição mais ao sul deste continente durante os meses de monção matura (dezembro e janeiro). O deslocamento desta banda convectiva sobre este continente foi identificado como o desenvolvimento da monção de verão da AS (Zhou e Lau, 1998; Kousky, 1999).

Repara-se que o início da estação chuvosa começa no oeste da bacia Amazônica no início de setembro, a camada convectiva e a precipitação associada a ela, que estão representadas pelo campo de ROL, têm uma orientação NW-SE a partir do leste dos Andes e chegam até o Altiplano brasileiro nos meses de setembro e outubro (Figura 4.6 a). No fim de novembro, a camada convectiva cobre grande parte do oeste da AS e da região da MVAS, ao mesmo tempo em que grande parte da AS é coberta por muita nebulosidade.

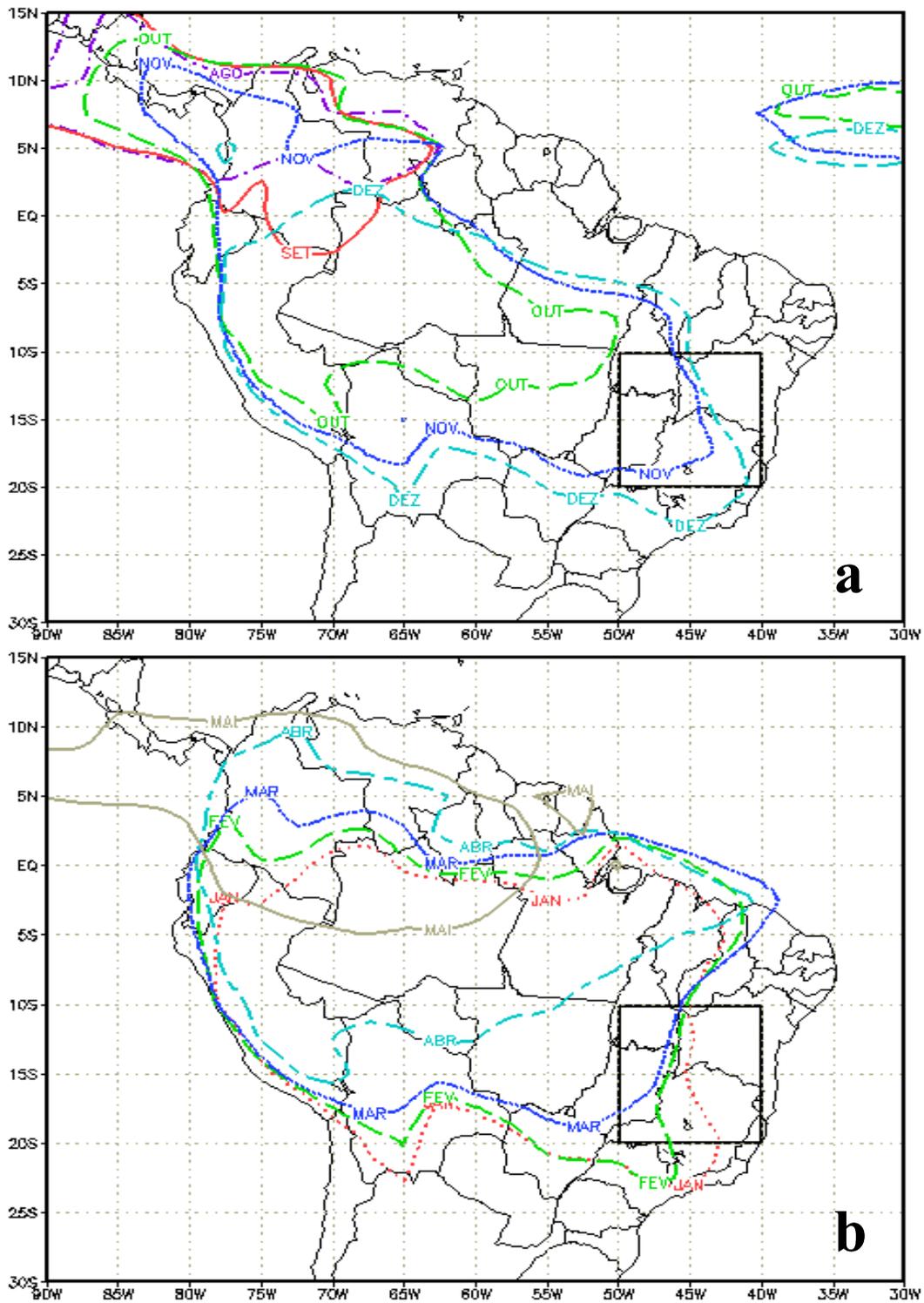


FIGURA. 4.6- Evolução média mensal (1974-1998) do campo de radiação de onda longa (os contornos são de 220 Wm^{-2}) para o período de janeiro a maio (a) e agosto a dezembro (b). A região da MVAS pode ser identificada pela área dentro do quadrado.

Durante a fase matura da MVAS (final de novembro a meados de fevereiro) existe uma grande expansão da área convectiva sobre o leste da bacia amazônica (veja Figura 4.7), que exerce significativa influência na região da MVAS durante esse período. No início de março a MVAS começa a enfraquecer-se, e a camada convectiva começa a retornar em direção ao NW da AS, principalmente na região da MVAS no fim de março e início do mês de abril (retirada da monção).

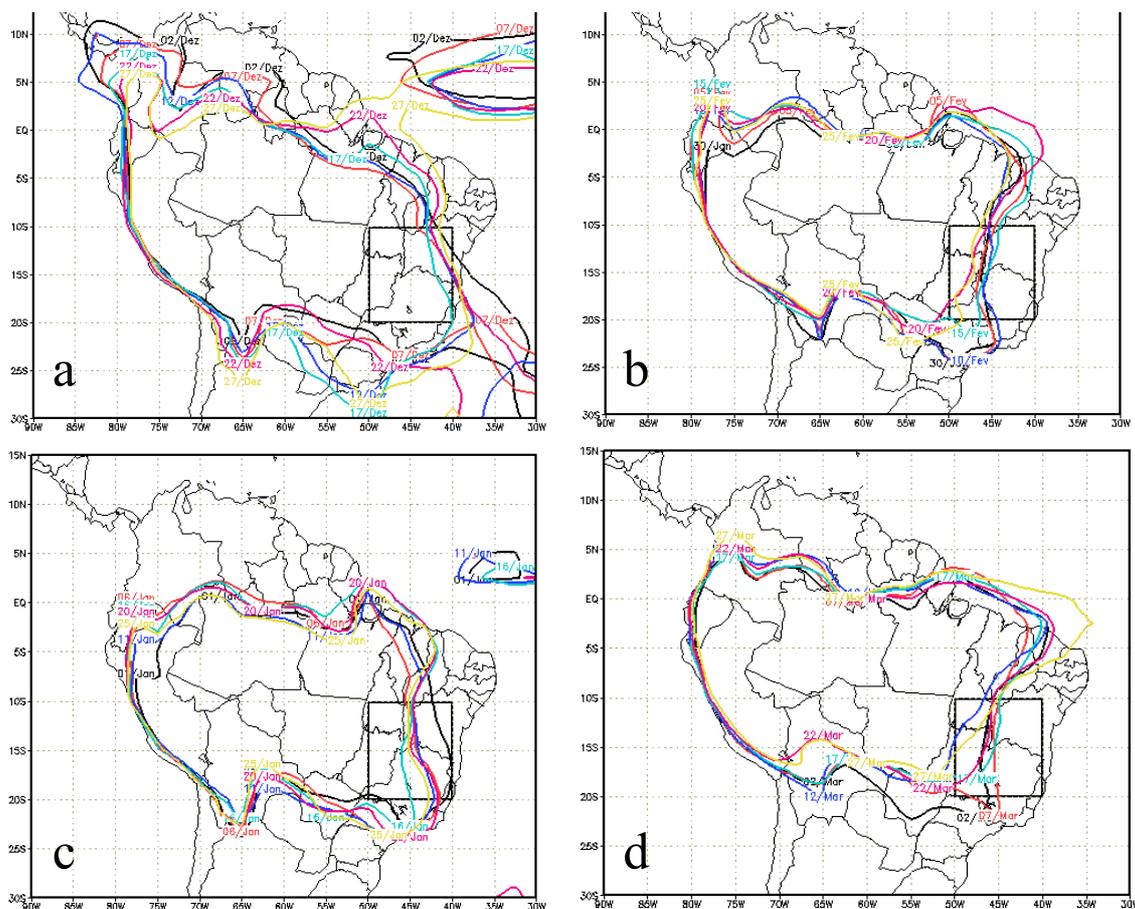


FIGURA. 4.7- Deslocamento médio de ROL para média de 5 dias (pêntadas climatológicas) para as fases de monção matura (a, b e c) e início da pós-monção (d). A Figura representa as pêntadas para dezembro (a), janeiro (c), fevereiro (b) e março (d).

4.2.1- O início e fim da estação chuvosa na região da MVAS

Com os dados de climatologia pentadal de ROL, foram extraídos valores dessas pântadas sobre cada estação dentro da região da MVAS, ou seja, os valores das pântadas não foram extraídos em todos os pontos de grade disponíveis dos dados ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$) dentro da região da MVAS, e, sim, foram obtidos sobre as coordenadas de cada uma das 22 estações que apresentam valores médios mensais de precipitação. Uma vez com esses dados, foi calculada a climatologia de pântadas de ROL para cada posto meteorológico; as Figuras 4.8 a e b foram produzidas para representar as datas de início e fim da estação chuvosa.

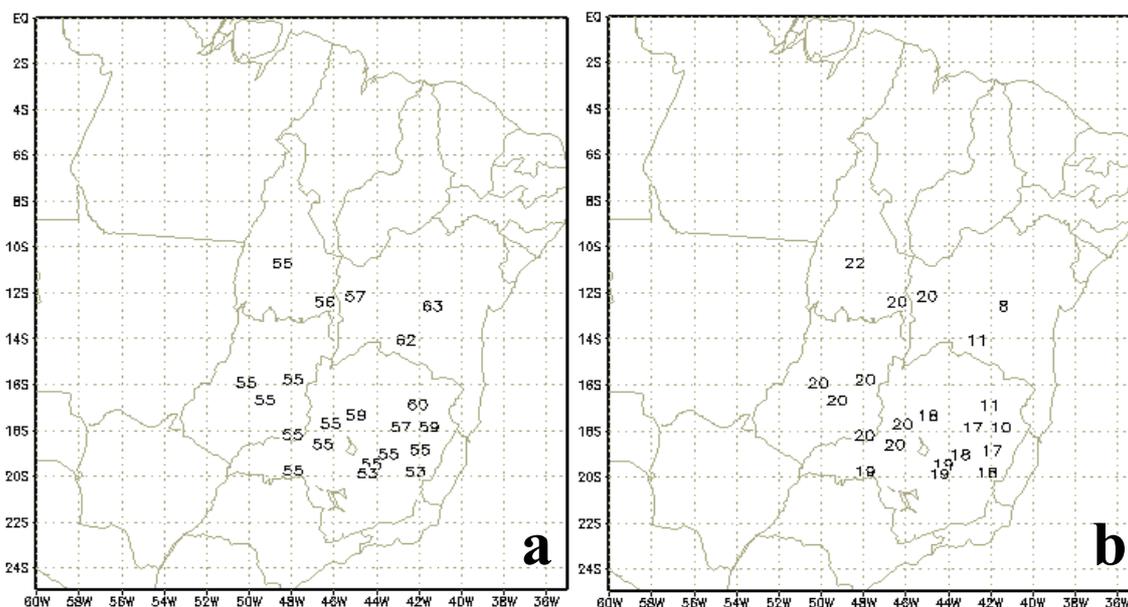


FIGURA. 4.8 a e b. Pântadas climatológicas de radiação de onda longa (limite de 240 Wm^{-2}) que representam as datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na região da MVAS.

O início da estação chuvosa, como pode ser observado através da Figura 4.8a, se dá por volta de 28 de setembro a 2 de outubro (pântada 55-56) no sul do Estado de Tocantins, parte central de Goiás e oeste de Minas Gerais. No sul e centro da Bahia, os valores indicam que o início das chuvas acontece por volta de 2 a 6 de novembro (pântada 62) e 7 a 11 de novembro (pântada 63), respectivamente. No norte de Minas Gerais, o início das chuvas se dá por volta de meados e fim de outubro (pântadas 59 e 60).

Como pode ser verificado a partir dessa Figura, a parte NE da região da MVAS possui as datas de início da estação chuvosa atrasados em relação às demais localidades da parte sul e leste. Em outras palavras, nota-se que na região da MVAS existe uma pequena variabilidade espacial em suas datas de início da estação chuvosa nas partes NE e demais áreas; além do mais, as pântadas de ROL apresentam um aparente deslocamento em suas datas de início que seguem a partir do fim de setembro e início de outubro na maior parte da região de estudo, chegando ao NE aproximadamente no fim de outubro e início de novembro.

Da mesma forma que o início da estação chuvosa, o fim dessa estação ou início da seca pode ser verificado a partir da Figura 4.8 b. É visível que o NE de Minas Gerais e sul da Bahia são as primeiras regiões a apresentarem o fim da estação chuvosa (pântadas 10-11 e 8-14, respectivamente).

Marengo et al. (1999), verificando quando se dava o início e fim da estação chuvosa em várias regiões da Amazônia, notaram que as datas de início da estação chuvosa apresentam um deslocamento na direção SE a partir das regiões norte e oeste da Amazônia aproximadamente em meados de setembro e na região leste, no início de outubro. As datas de fim da estação chuvosa na área do MVAS migram em direção norte, apresentando uma retirada mais lenta da região do que o deslocamento em direção SE nas datas de início, o que concorda com os resultados de Marengo et al. (1999) acima comentados, onde o SE da Amazônia é uma região próxima da região da MVAS.

Para se ter uma idéia geral de como é a variabilidade das datas de início e fim da estação chuvosa sobre a região de estudo, a Figura 4.9 foi produzida. A Figura foi produzida da seguinte maneira: primeiramente foi calculada a média de ROL dentro da área de estudo para cada ano e usando a metodologia de Kousky (1988); daí foram obtidas as datas de início e fim da estação chuvosa para cada ano.

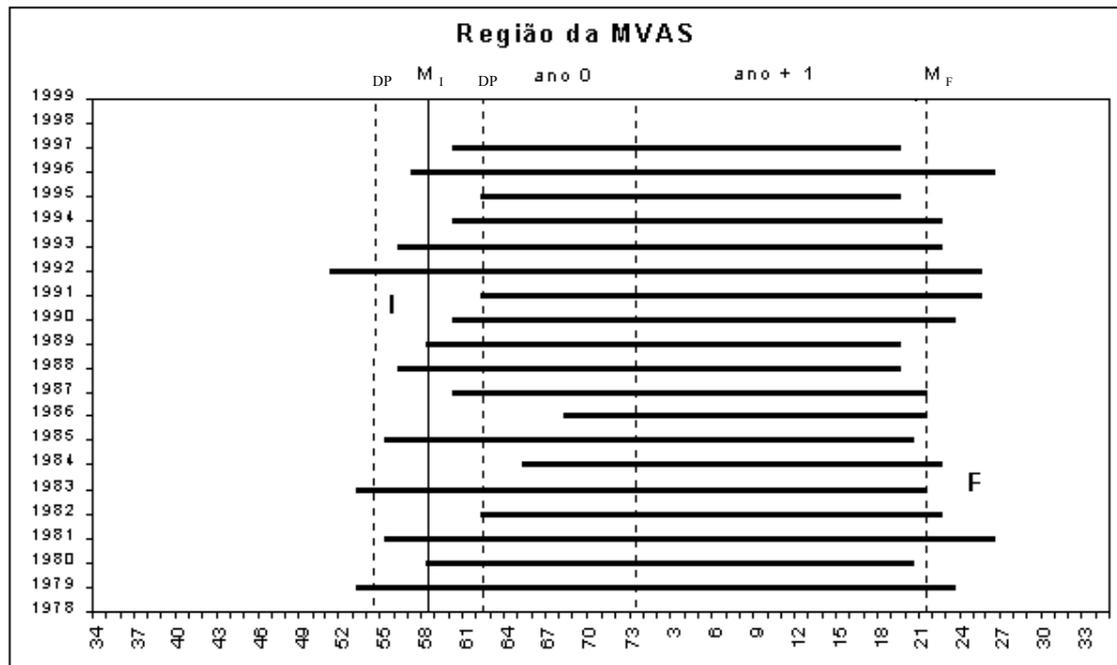


FIGURA. 4.9- Variabilidade interanual das datas de início e fim das chuvas na região da MVAS. As barras horizontais indicam o comprimento da estação chuvosa, onde **I** representa o início e **F** o fim; as linhas verticais são: média das pênitadas de início (M_I), média das pênitadas de fim (M_F) e desvio padrão das datas de início da estação chuvosa (DP).

A região da MVAS apresenta uma grande variabilidade de ano para ano nas suas datas de início e fim da estação chuvosa. A variabilidade é maior no início do que no fim da estação chuvosa, similar à variação de início e fim da estação chuvosa no SE da Amazônia (Marengo et al., 2000). Porém, podemos observar que uma relação entre essas variabilidades e os anos em que ocorreram El Niño e La Niña, aparentemente, inexistente, ou seja, existem anos de El Niño onde as datas de início da estação chuvosa são antecipadas com relação à média (82-83) e anos onde essas datas são atrasadas (86-87). O mesmo ocorre também para anos de La Niña.

Observa-se que a maioria das localidades dentro da região da MVAS apresenta duração da estação chuvosa mais longa que a estação seca (Figura 4.10). Outro fato também importante é que as estações localizadas ao leste e nordeste da região do estudo possuem estações chuvosas mais curtas do que as demais.

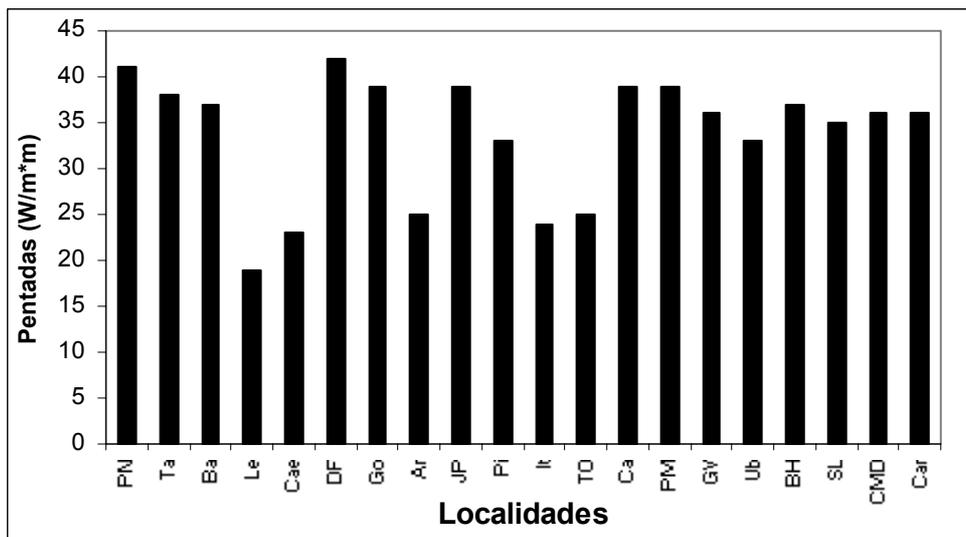


FIGURA. 4.10- Duração da estação chuvosa (climatologia) em pântadas de ROL, para algumas localidades dentro região da MVAS (os valores de ROL são menores ou iguais a 240 Wm^{-2}).

Pode-se indicar que, similar ao que acontece com a estação chuvosa no sul da Amazônia (Marengo et al., 2000), os efeitos da variabilidade de TSM no Pacífico tropical e a presença do EL Niño ou La Niña não apresentam impactos na estação chuvosa na região da MVAS, e que outros mecanismos, tais como a variabilidade no Atlântico, ou a interação Pacífico-Atlântico, ou ainda os efeitos locais podem ser mais importantes no comportamento e variabilidade de chuva no MVAS.

4.3- Correlação entre as anomalias de TSM e IMV

Neste tópico serão apresentadas as correlações lineares entre o trimestre mais chuvoso (média de DJF) na região da MVAS (IMV) e as anomalias médias de TSM do Oceano Atlântico e Pacífico (dentro de um domínio entre 30°S - 20°N e 60°W - 0°W). Os 39 valores de IMV de 1961 a 1993, que mostram a variabilidade das chuvas dentro da região da MVAS, foram correlacionados com cada ponto de grade ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$) da área oceânica para um período de 33 anos (1961-1893), possibilitando a observação de quais são as áreas dos oceanos que estão mais associadas às chuvas de monção.

Da mesma forma que Kusuma e Goswami (1988) observaram associações significativas da TSM no mar da Arábia e Baía de Bengal com as chuvas de monção na Índia, apresentam-se evidências que mostram relações significantes entre as anomalias de TSM e as chuvas de monção na região da MVAS, ou seja, as chuvas de monção na região da MVAS poderão ser prognosticadas apenas com dados de TSM. O objetivo deste estudo é verificar a relação entre as chuvas de monção e suas possíveis associações com a TSM sobre a área dos oceanos tropicais (Atlântico e Pacífico). Dessa forma, pode-se verificar, se houver correlação significativa, qual dos dois oceanos causa maior variabilidade nas chuvas de monção.

Nas seções abaixo serão apresentados os mapas de correlação em intervalos de tempo coincidentes e simultâneos entre as anomalias médias de TSM e o IMV (DJF) para que seja observado em qual ou quais áreas, e quais meses do ano em ambos oceanos, climatologicamente, a precipitação pode ser prognosticada pela sua TSM; os possíveis mecanismos e explicações físicas para os eventos comentados, serão abordados no final deste capítulo.

4.3.1- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM:

julho-setembro

4.3.1 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV

Para a verificação da significância estatística das correlações observadas foi utilizado o teste *t* de student. A Figura 4.11 mostra os campos de correlações lineares entre as anomalias médias de TSM para os meses de JJA e o IMV; as regiões sombreadas são as que apresentam maiores significâncias estatísticas (95% e 99%). Neste período os campos de correlação sobre este Oceano mostram a existência de 3 áreas de influência sobre as chuvas de monção da AS. Ambas estão no Hemisfério Sul, sendo que duas, uma ao NE da Austrália e outra na parte sul-central deste Oceano, estão correlacionadas negativamente com as chuvas de monção. Outra área de influência, mais de forma positiva, está sobre a costa oeste do Chile (COC).

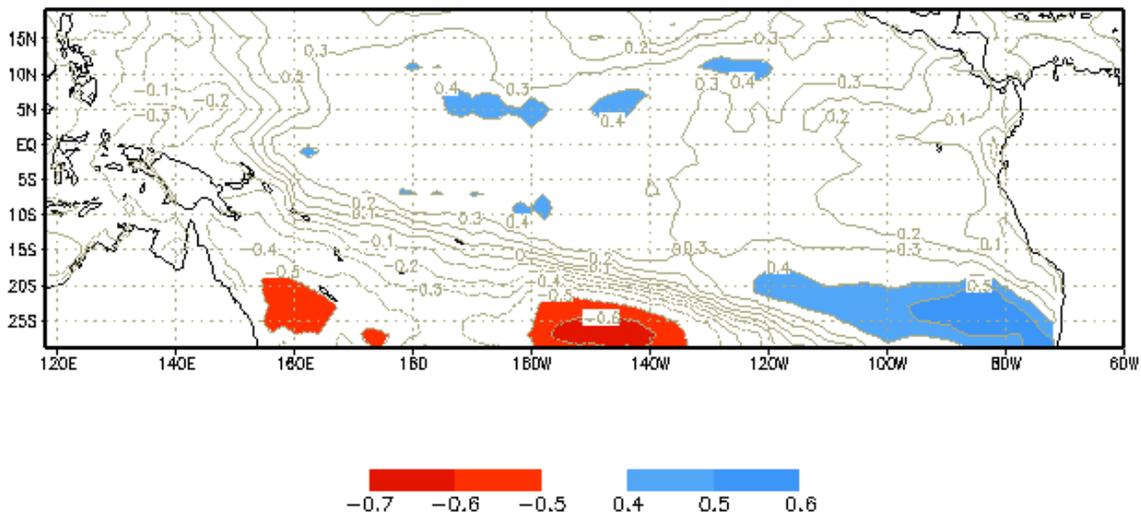


FIGURA. 4.11- Correlação entre IMV e TSM para (JAS); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que durante neste período existe uma relação entre as chuvas acima (abaixo) da média na região da MVAS com as anomalias positivas de TSM (negativas) sobre a COC (correlações positivas). Nas partes central e oeste do Oceano Pacífico as correlações com as chuvas são negativas, indicando, dessa maneira, que quando as anomalias de TSM sobre essas áreas apresentam valores negativos espera-se chuvas acima da média e vice-versa.

4.3.1 b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e o IMV

Neste Oceano os campos de correlações lineares entre IMV e as anomalias médias de TSM apresentam duas áreas distintas e que se configuram em forma de dipolo Norte-Sul (Figura 4.12). A área associada negativamente com as chuvas de monção localiza-se ao leste da área de estudo (em forma de “L”), enquanto que a área associada positivamente está localizada ao sul.

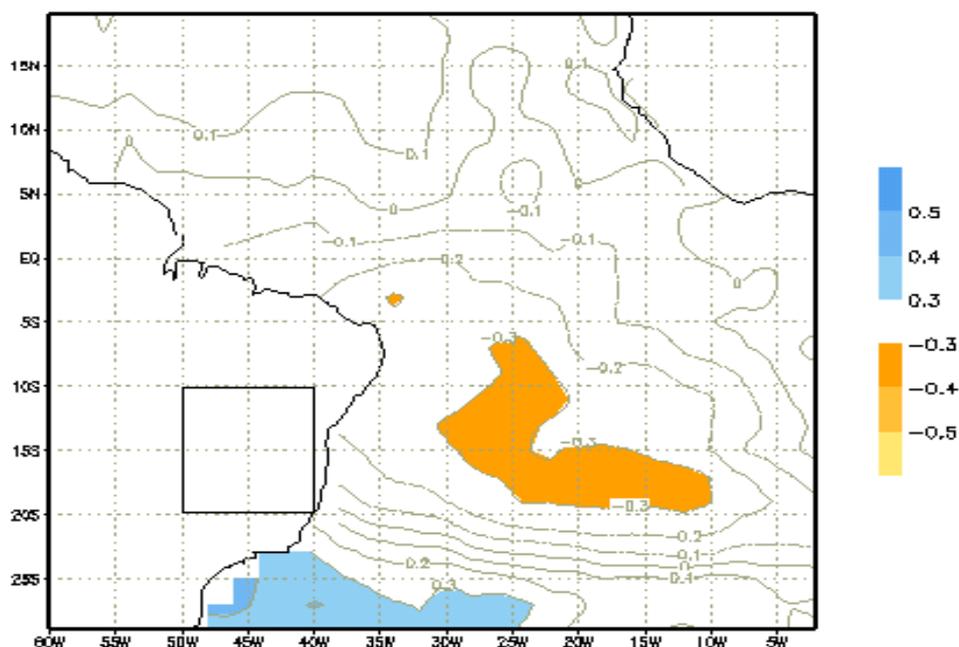


FIGURA 4.12- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (JAS); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

Na Figura acima observa-se que a área oceânica que está ao leste da região em estudo está correlacionada negativamente com as chuvas, ou seja, em anos de anomalias positivas (negativas) de TSM espera-se que as chuvas se apresentem abaixo (acima) da média. A segunda área que está ao sul da região de estudo apresenta aproximadamente a mesma magnitude (estatisticamente) com relação às correlações, mas com sinais opostos (correlações positivas), indicando que as duas áreas atuam juntas para modular as chuvas de monção na região, mas de maneira inversa.

4.3.2- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: agosto-outubro

4.3.2 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e o IMV

Neste período do ano os campos de correlação para este oceano mostram o surgimento de mais uma área (leste do Niño 4 e oeste do Niño 3.4) de influência nas chuvas de monção. As demais parecem permanecer estáveis com relação ao período passado

(Figura 4.13). Nota-se também a presença de uma configuração tipo dipolo leste-oeste entre a COC e a parte central sul do Pacífico.

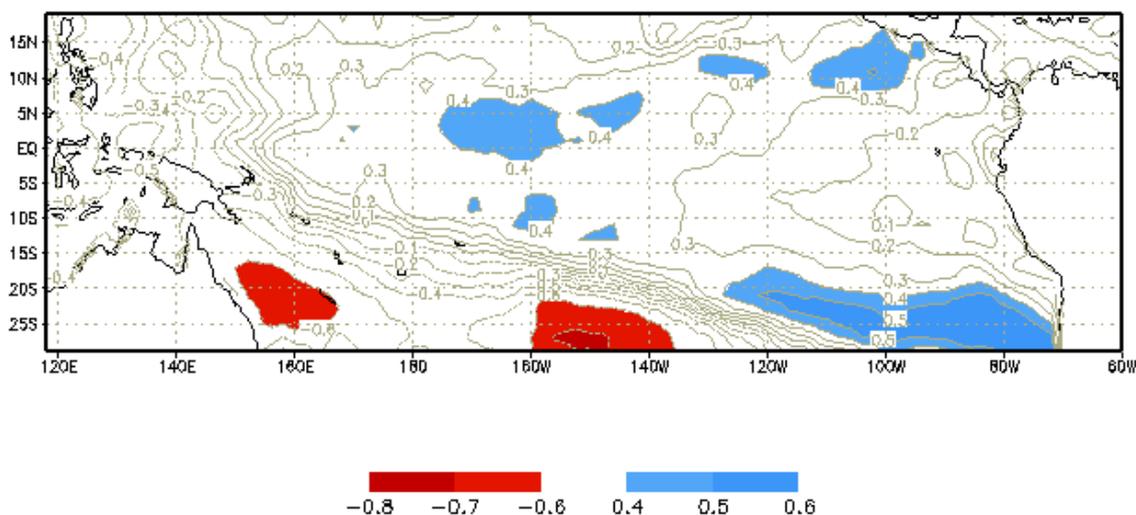


FIGURA 4.13- Correlação entre IMV e TSM para (ASO); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que as chuvas acima da média estão associadas às anomalias positivas de TSM sobre uma área localizada entre 140°-180°W e 5°N-0° (leste do Niño 4 e oeste do Niño 3.4) e COC, ao mesmo tempo em que essas chuvas são associadas às anomalias negativas de TSM sobre a região ao NE do continente australiano e parte central sul.

4.3.2b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV

A partir da Figura 4.14 nota-se um deslocamento para oeste no centro de ação das correlações negativas, enquanto as correlações positivas no SE do Brasil permaneceram na posição original, porém apresentaram um aumento na sua intensidade durante este período com a permanência do padrão tipo dipolo neste oceano.

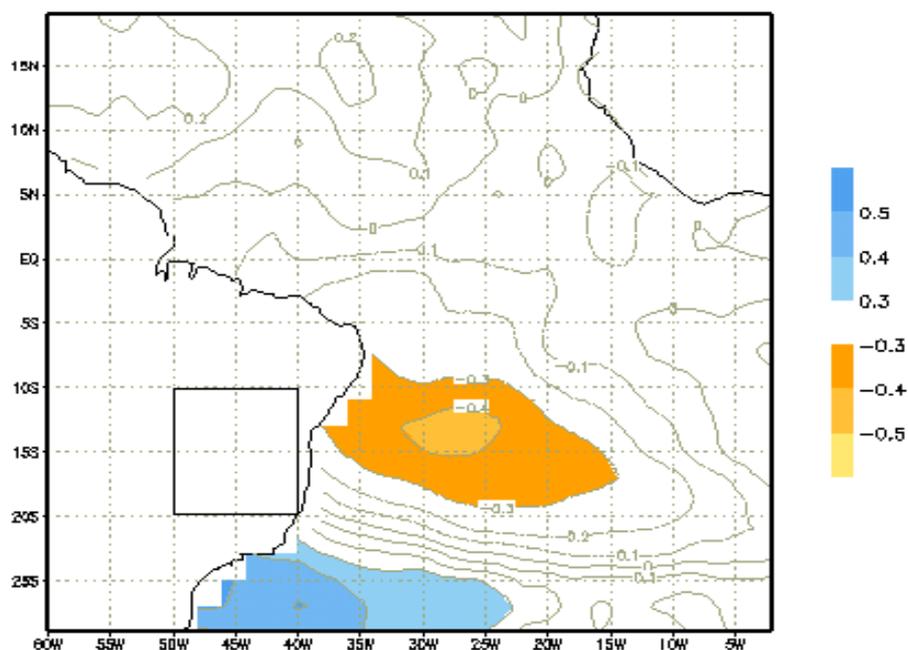


FIGURA 4.14- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (ASO); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que as anomalias positivas (negativas) de precipitação estão associadas ao esfriamento (aquecimento) das águas próximas à costa leste do NE brasileiro, ao mesmo tempo em que as anomalias positivas de TSM na região ao SE do Brasil estão associadas às chuvas acima da média na região de estudo e vice-versa. As chuvas de monção na região apresentam associações com as anomalias de TSM em duas áreas distintas sobre este oceano.

4.3.3- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: setembro-novembro

4.3.3 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV

Neste período os campos de correlação mostram a permanência das 4 áreas de forte correlação com as chuvas de monção, como já observado no período passado para o mesmo oceano. Na parte central do Pacífico, os valores de correlação aumentam em relação aos períodos anteriores, mas na região do Pacífico equatorial oeste as

correlações permanecem estáveis. Este aumento na intensidade das correlações causa um fortalecimento no gradiente de correlação entre essas duas áreas e observa-se a presença de uma larga faixa de gradiente de correlação entre IMV, e as anomalias de TSM estendem-se a partir da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) com orientação NW-SE até a costa da AS.

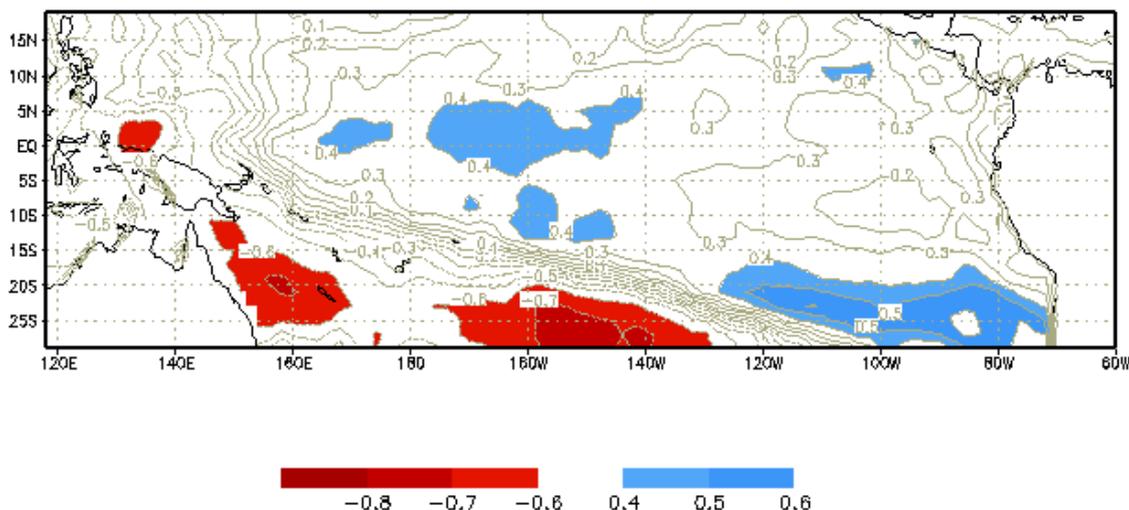


FIGURA 4.15- Correlação entre IMV e TSM para (SON); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que na estação da primavera existe uma relação entre as chuvas acima (abaixo) da média na região da MVAS com as anomalias positivas (negativas) de TSM nas regiões que coincidem com o Niño 4 e Niño 3.4, 1+2 e COC ao mesmo tempo em que as chuvas acima (abaixo) da média são bem relacionadas às anomalias negativas (positivas) de TSM na região NE da Austrália.

4.3.3 b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV

O campo de correlação sobre o Atlântico Sul, no período da primavera, mostra que ainda persiste a configuração tipo dipolo norte (correlação negativa) sul (correlação positiva), como foi observado nos meses anteriores nesse oceano. Essas duas áreas de maiores correlações (negativa e positiva) aparentemente são as únicas que apresentam influências sobre a área de monção. (Figura 4.16).

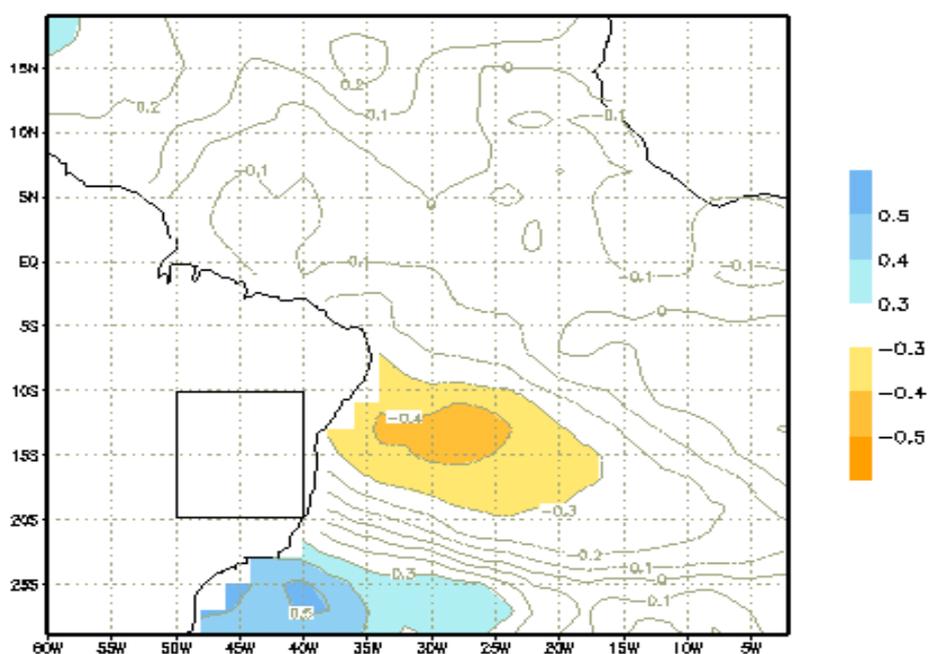


FIGURA 4.16- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (SON); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que as anomalias positivas (negativas) de precipitação estão associadas ao esfriamento (aquecimento) das águas próximas à costa leste do NE brasileiro, ao mesmo tempo em que as anomalias positivas de TSM na região ao SE do Brasil estão associadas às chuvas acima da média na região de estudo e vice-versa. Esse padrão de correlações positivo (sul) e negativo (norte) parece ser essencial à ocorrência das chuvas de monção, ou seja, esse padrão (correlação negativa e positiva) parece atuar junto para modular as chuvas de monção na região durante esse período.

4.3.4- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: outubro-dezembro

4.3.4 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV

Neste período nota-se um decaimento na intensidade da correlação entre as chuvas e as anomalias de TSM sobre a maior parte deste oceano, como é o caso da COC, costa NE da Austrália e Indonésia, mas ainda permanece com as maiores significâncias

estatísticas com relação às áreas de correlação positiva, como na região dos Niños 4 (leste) e 3.4 (oeste).

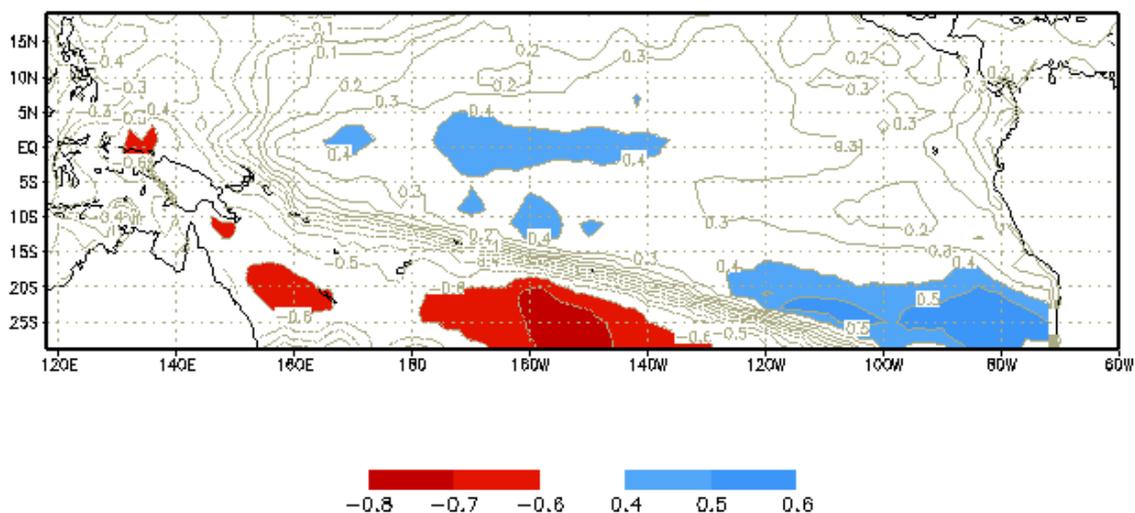


FIGURA 4.17- Correlação entre IMV e TSM para (OND); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura 4.17 mostra que as chuvas acima (abaixo) da média permanecem relacionadas às anomalias positivas (negativas) de TSM na região do Nino 3-3.4 e COC. As chuvas acima da média também apresentam associações com as anomalias negativas de TSM na região NE da Austrália.

4.3.4 b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV

O Campo de correlação entre as anomalias médias de TSM e IMV mostra neste período que o gradiente entre os dois padrões de correlação positivo (ao sul) e negativo (ao norte) se enfraquece (Figura 4.18). Mas, o padrão tipo dipolo permanece na mesma área de atuação, sem mudança de posição com relação aos períodos anteriores.

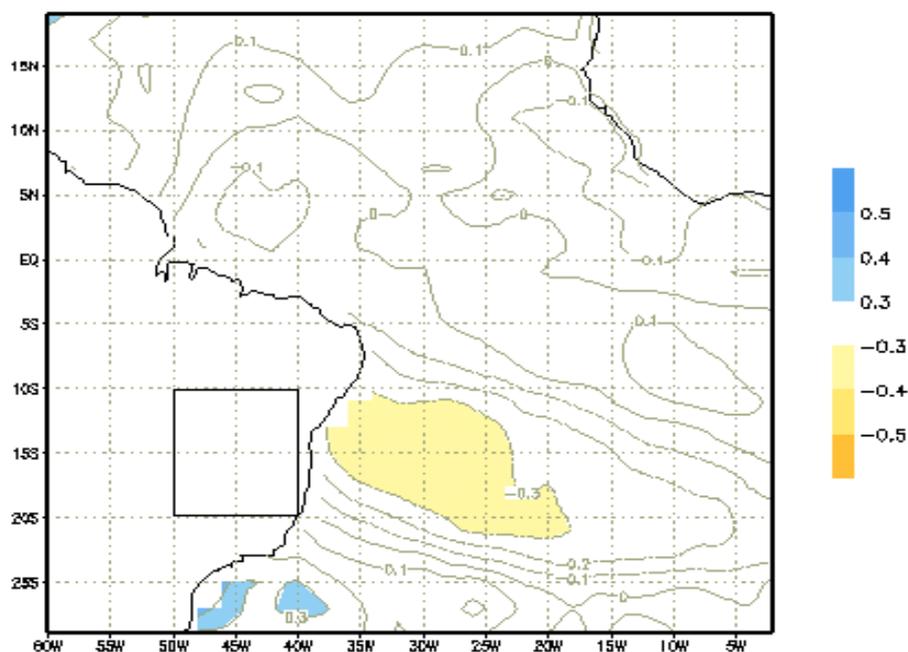


FIGURA 4.18- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e TSM para (OND); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,41) de significância.

Apesar da desintensificação nos padrões de correlação, para ambas áreas no Oceano Atlântico, as chuvas acima da média ainda estão associadas às anomalias negativas de TSM ao leste do NE do Brasil, mas a região ao SE praticamente perde sua influência sobre as chuvas de monção devido à sua visível degradação com relação ao período passado. Observa-se também que uma extensa área de correlações negativas entre o IMV e as anomalias de TSM sobre este oceano começa a ter "domínio" sobre as chuvas de monção uma vez que o gradiente de correlação começa a se enfraquecer devido à desintensificação do padrão de correlações positivas.

4.3.5- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: novembro-janeiro

4.3.5 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV

Da mesma forma que no período anterior, a região do Pacífico Sul apresenta uma configuração em forma de dipolo com uma orientação norte-sul (leste do Nino 4, oeste

do Niño 3.4 e ZCPS) e oeste-leste (ZCPS e COC), mostrando que as chuvas na região da MVAS são sensíveis a diferentes domínios dentro do mesmo oceano (Figura 4.19). Fato interessante é que a área ao NE da Austrália perde influência sobre as chuvas de monção, que apresentam relações apenas com as regiões dos Niños 3.4 e 4, COC e parte central sul.

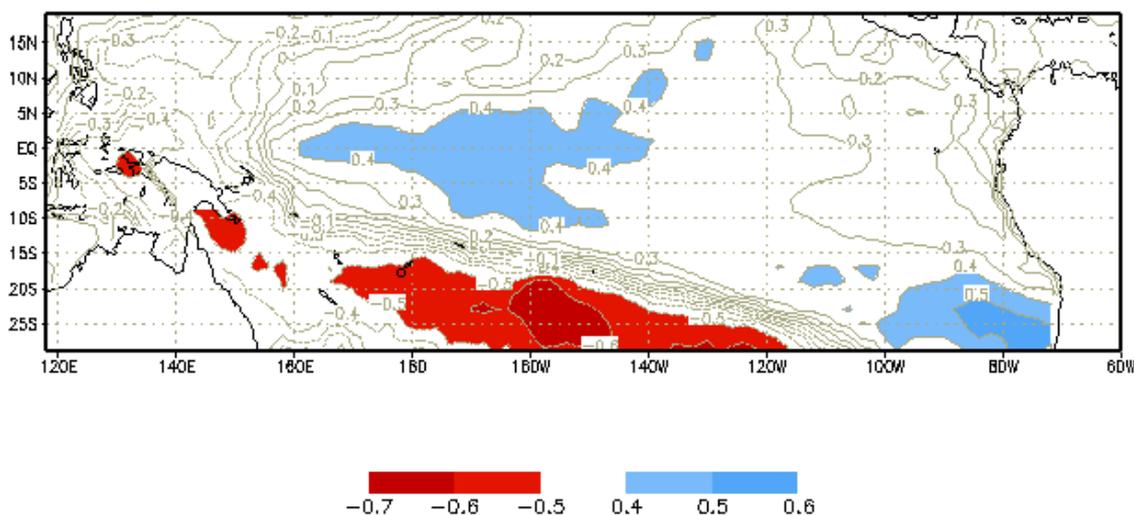


FIGURA 4.19- Correlação entre IMV e TSM para (NDJ); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que durante este período existe uma associação entre as chuvas acima (abaixo) da média na região da MVAS e as anomalias positivas (negativas) de TSM nas regiões que coincidem com o Niño 4, Niño 3.4 (correlações positivas), 1+2 e COC. Da mesma forma que no período anterior, mas com maior significância estatística, a área do Niño 4 e Niño 3.4 são associadas positivamente com relação às chuvas da MVAS, ao mesmo tempo em que a região do Pacífico central (120° W a 180° W) apresenta correlação negativa com as chuvas.

4.3.5 b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV

O campo de correlação neste período mostra que o Atlântico não mais apresenta um padrão tipo dipolo, e sim apenas uma extensa área com correlações negativas localizada entre 15°-22°S e 7°-38°W. Esta região, durante esse período, parece sozinha modular as

chuvas de monção (Figura 5.3.5.2). Fato interessante é que a correlação (negativa) entre as anomalias de TSM sobre este oceano e o IMV intensificou-se em relação aos períodos anteriores.

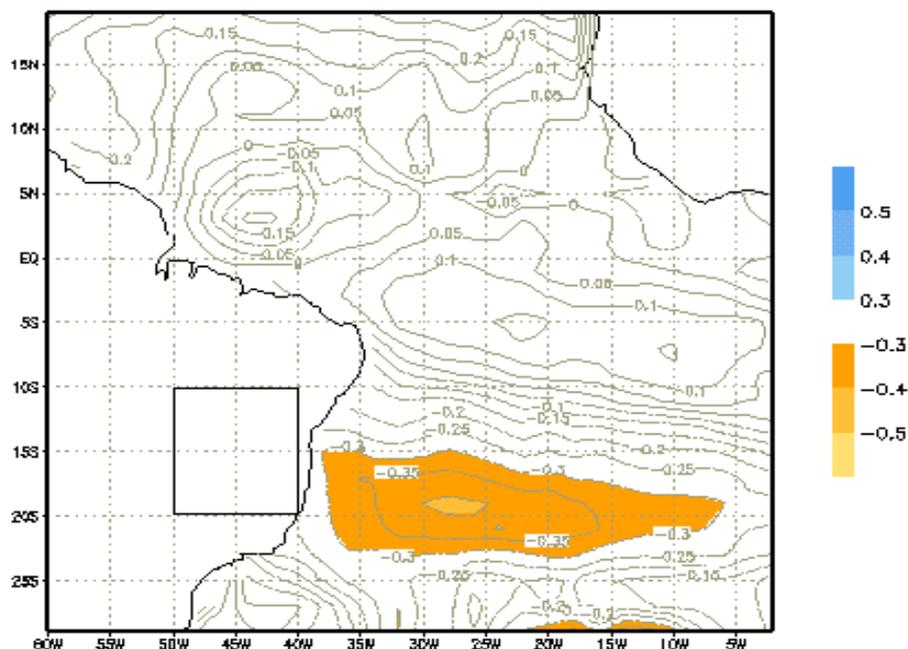


FIGURA 4.20- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para NDJ. Os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima mostra que durante os meses de novembro a janeiro as anomalias de TSM sobre o Atlântico Sul tropical estão negativamente relacionadas com as chuvas na região da MVAS, ou seja, as chuvas acima da média estão associadas às anomalias negativas de TSM, indicando que se espera chuvas de monção acima da média quando, neste período, as anomalias de TSM apresentam-se abaixo da média climatológica.

4.3.6- Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM: dezembro-fevereiro

4.3.6 a) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Pacífico e IMV

Os padrões de dipolo neste oceano, que eram bem visíveis nos períodos anteriores a esse, enfraqueceu-se e os padrões de correlação negativa que eram bem intensos no

norte e nordeste (170° W a 150° E) da costa australiana desaparecem, restando uma pequena área sobre a região mais central neste oceano (120°-160° W). Sobre a região do Niño 4 e Niño 3.4 é observada uma tendência à diminuição na intensidade do padrão de correlação (Figura 4.21). É possível observar que as relações entre anomalias de TSM e chuvas de monção decaem à medida que as correlações são feitas próximas ao período chuvoso (ex: correlação entre TSM (DJF) e IMV (DJF)).

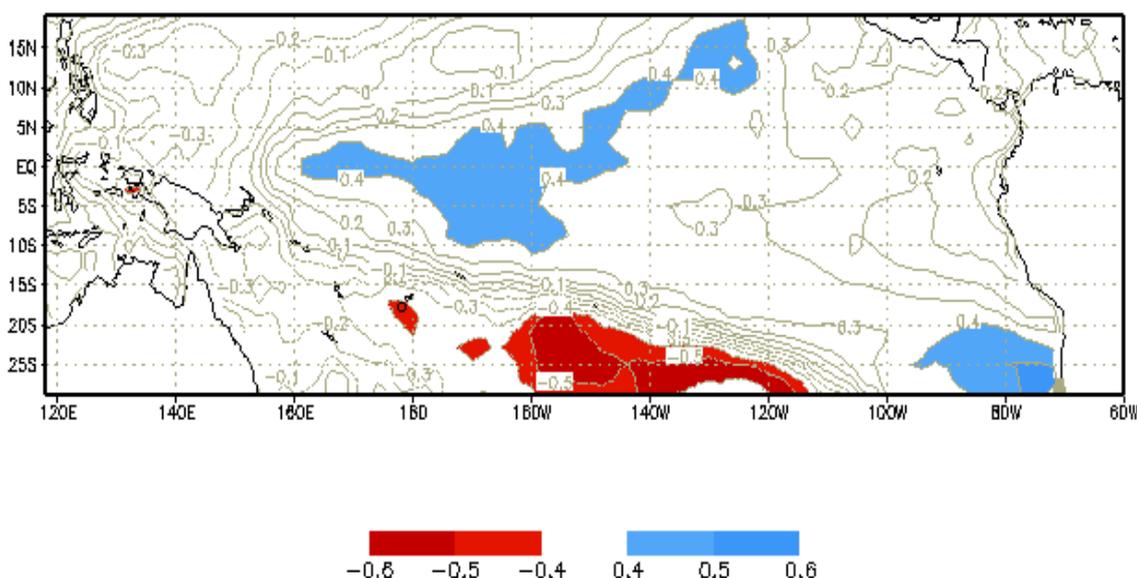


FIGURA 4.21- Correlação entre IMV na região da MVAS e TSM para (DJF); os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura 4.21 mostra que durante o período de verão existe alguma relação entre as chuvas acima (abaixo) da média na região da MVAS com as anomalias positivas (negativas) de TSM na região do Niño 4 e Niño 3.4, mas com menor intensidade com relação ao período anterior. Ao mesmo tempo as chuvas acima (abaixo) da média parecem estar relativamente bem correlacionadas com as anomalias negativas (positivas) na parte mais central do Oceano Pacífico.

4.3.6 b) Correlações entre anomalias de TSM no Oceano Atlântico e IMV

O campo de correlação durante esse período apresenta, como no período passado (NDJ), uma extensa região de correlações negativas entre as chuvas de monção de

verão e as anomalias de TSM no Atlântico tropical Sul (Figura 4.22), mostrando assim a persistência deste padrão de correlações (negativas) sobre este oceano, que pareceu com a persistência do padrão de dipolo norte-sul (julho a dezembro).

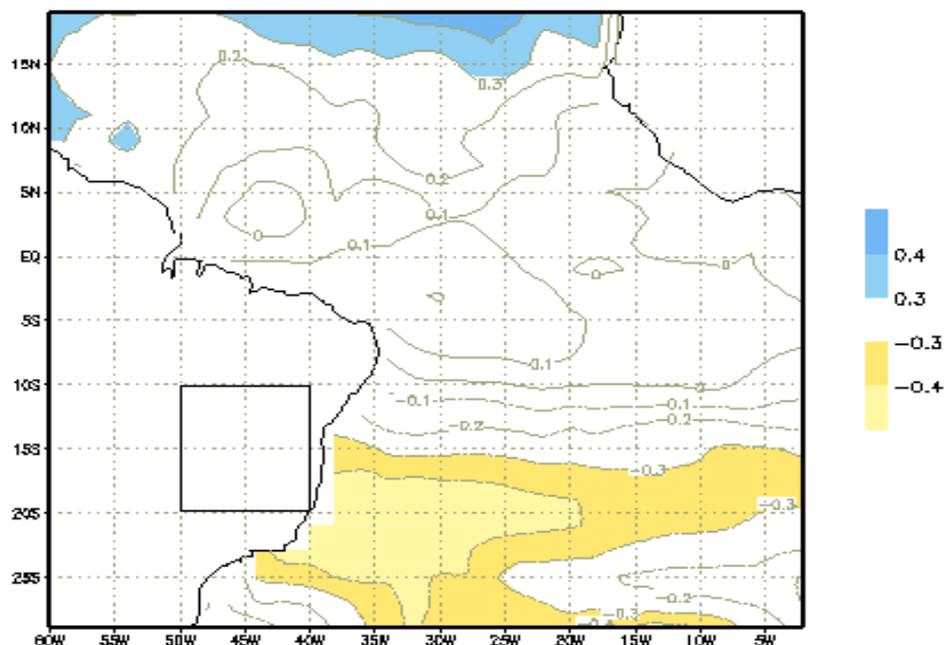


FIGURA 4.22- Coeficiente de correlação linear entre IMV na região da MVAS (quadrado) e anomalias médias de TSM para DJF. Os valores sombreados representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância.

A Figura acima apresenta uma extensa área nesse oceano onde as maiores correlações negativas são localizadas ao SE da região da MVAS. Nota-se que existe uma relação entre as chuvas acima (abaixo) da média com as anomalias negativas (positivas) de TSM sobre uma extensa área no Atlântico tropical Sul.

4.3.7- Discussões

A partir desses resultados pode-se notar que as anomalias de TSM em ambos oceanos exibem uma considerável persistência em escalas de meses (3-4 meses) Isso pode ser devido ao fato combinado entre a inércia termal da camada superficial oceânica e interações de larga escala entre oceano e atmosfera. Este mecanismo foi indicado por Uvo et al. (1998) para explicar a associação entre chuva e TSM no Nordeste do Brasil. A forma pela qual as chuvas de monção são influenciadas pela TSM em cada uma

dessas regiões é devido à teleconexão que existe entre este oceano e o continente adjacente a ele, o que poderia ser explicado por um padrão de ondas de verão gerados no Pacífico oeste que se desloca até a região de monção após cruzar os Andes no extremo sul da América do Sul, similar ao padrão de Rossby, indicado por Liebmann et al. (1999), para explicar as forçantes remotas no Pacífico sobre a posição e a intensidade da ZCAS.

Ainda assim, as relativas baixas correlações poderiam ser devido ao impacto da mesma região (forçante local), como poderia ser um transporte de umidade da Amazônia para a região da MVAS, o que pode contribuir para a variância das chuvas nesta região.

Nesse sentido, Figueroa (1999) usou o campo de vorticidade relativa para verificar a influência das ondas planetárias sobre a ZCAS e o vórtice ciclônico (VC) do NE durante o verão Austral. Ele sugeriu que a teleconexão entre o Pacífico ocidental e o continente sulamericano seria devido à propagação de um trem de ondas a partir do SE da ZCPS passando pelo Pacífico extratropical (120°W e 60°S), Argentina, SE do Brasil e NE até o Atlântico tropical, esta seria uma rota preferencial de teleconexões entre a região oeste da ZCPS e as áreas da ZCAS e VC através das latitudes extratropicais. Isto apoia as discussões indicadas no parágrafo anterior.

A forma pela qual os dois oceanos (Pacífico e Atlântico) devem influenciar as chuvas de monção na AS seria devido ao acoplamento entre a atmosfera e os oceanos, ou seja, anomalias na circulação atmosférica que são forçadas pelo campo de anomalias de TSM sobre os oceanos [(ex: ENSO (Pacífico) e Dipolo (Atlântico tropical)]. Mas, a forçante externa gerada pelas anomalias de TSM pode ficar menos importante que as forçantes internas, como transporte de umidade atmosférica regional, ou a umidade do solo na área da MVAS.

Os resultados acima comentados com relação às correlações entre as chuvas de monção durante a estação chuvosa (DJF) e as anomalias de TSM para os meses de julho a

fevereiro mostraram, de maneira geral, que as chuvas de verão na região da MVAS estão, de alguma forma, mais fortemente relacionadas as TSMs sobre o Oceano Pacífico tropical durante os meses de SON (maiores significâncias estatísticas) nas regiões NE (negativa), parte central sul do Pacífico (negativa), COC (positiva), leste do Niño 4 e oeste do Niño 3.4 (positiva), como pode ser observado na Figura 4.23. A relação entre as anomalias de TSM na região do Niño 4 e Niño 3.4 com as chuvas de monção pode ser devido a uma manifestação dos impactos remotos que o fenômeno ENSO pode causar na área de estudo.

Uma relação entre as chuvas acima da média e anomalias negativas de TSM, na região do Atlântico tropical, pode ser devido ao aumento na intensidade dos ventos próximo à região relativamente fria do oceano (Venegas et. al, 1996), onde, então, produziria um aumento no transporte de umidade para a região de monção, fazendo com que as chuvas aumentassem, e vice-versa. Mas isso também pode ocorrer em áreas do Atlântico fora da região tropical, e isso indica uma interação trópico-extratropical responsável pela variabilidade interanual das chuvas, assim como no início e fim da estação chuvosa na área da MVAS.

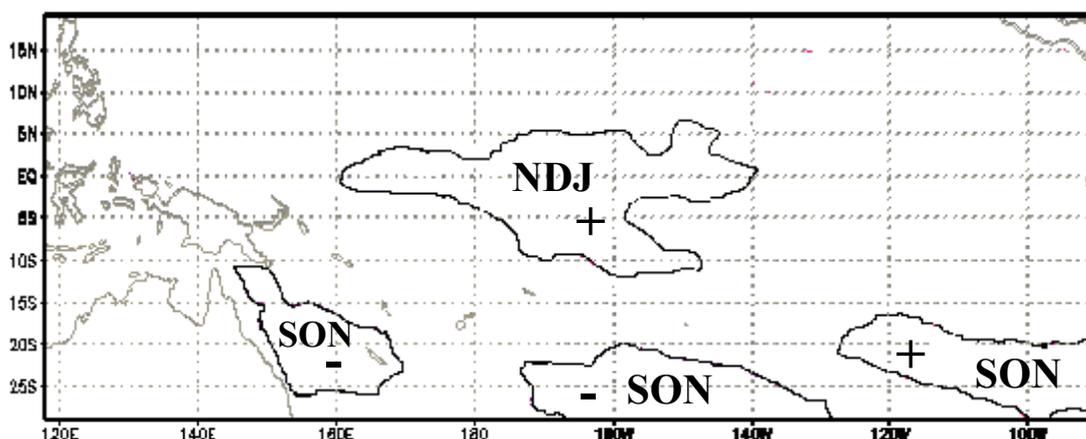


FIGURA 4.23- Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o Oceano Pacífico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados.

A Figura acima mostra as regiões e os períodos os quais as chuvas de monção são mais bem correlacionadas com as anomalias de TSM sobre o Pacífico. Observa-se que as regiões delimitadas na Figura acima são as que mais induzem a variabilidade nas chuvas de monção na região de estudo. Nas regiões que coincidem com o Niño 4 (leste) e Niño 3.4 (oeste) as maiores relações entre o IMV e as TSMs se dão nos meses de novembro, dezembro e janeiro (NDJ), enquanto que nas outras três áreas essa configuração se dá em setembro, outubro e novembro (SON).

Sobre o Oceano Atlântico, o padrão de correlação entre o IMV e as anomalias de TSM para os meses de julho a fevereiro mostra que existe basicamente duas áreas de maiores associações entre elas (Figura 4.24), uma ao leste da região de estudo (correlações negativas) e outra ao sul (correlações positivas). Estudos recentes de Gonzales e Barros (2000) indicam que anomalias positivas (negativas) de TSM na região do Caribe entre 20-40° N estão associadas a um início da estação chuvosa da monção da América do Sul atrasado (antecipado), o que também indica uma contribuição do Atlântico Norte na variabilidade do MVAS.

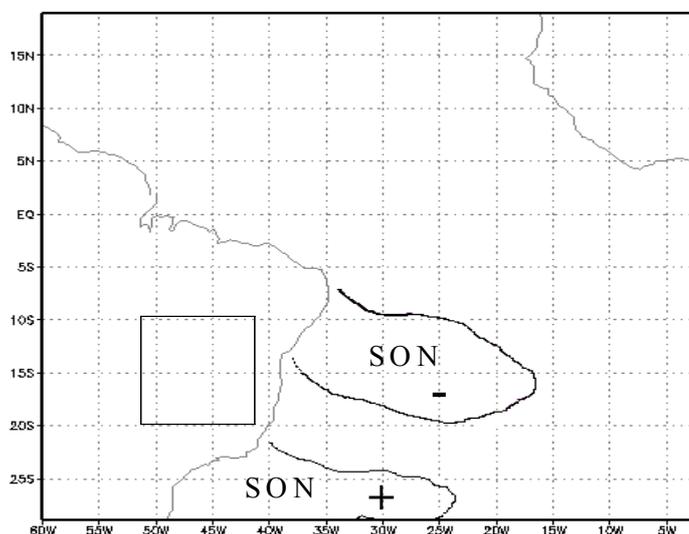


FIGURA 4.24- Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlações entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o Oceano Atlântico. Os meses que apresentam as maiores correlações com o IMV são indicados por suas iniciais e junto a eles os sinais positivo ou negativo são apresentados.

Estudos observacionais realizados na AS indicam que a posição média da ZCAS está também ligada a um trem de ondas que se propaga a partir da região tropical do Oceano Pacífico (leste da Austrália), seguindo pelo sul da AS e alcançando baixas latitudes desse continente e leste do Atlântico equatorial (Liebmann et al., 1999; Figueroa, 1999).

No presente trabalho, pôde ser observado através dos campos de correlação que ambos oceanos causam variabilidades no padrão das chuvas na região da MVAS. As chuvas de monção durante a estação de verão parecem estar mais intensamente relacionadas (maiores correlações) às anomalias de TSM no Oceano Pacífico do que no Atlântico (menores correlações).

4.4- A variabilidade interanual das chuvas de monção da AS

Neste tópico foram feitas correlações lineares entre os IMVs (1961-1999) e as anomalias de TSM normalizadas para quatro áreas oceânicas, duas sobre o Pacífico equatorial (Niño 4 e 3.4) e duas sobre o Atlântico tropical denominadas de área 1 (A1), localizada entre 25-35° oeste e 10-20° sul, e área 2 (A2), localizada entre 35-45° oeste e 25-35° sul, as quais apresentaram os maiores valores de correlações entre IMV e TSM.

A Figura 4.25 mostra a série temporal do IMV e as anomalias médias de TSM normalizadas numa região que representa as áreas do Niño 4 e Niño 3.4 durante os meses de NDJ. Nota-se que as chuvas possuem uma tendência a se apresentarem acima da média em anos de El Niño, ou quando, nessas áreas, as TSMs são aproximadamente iguais ou excedem 0,5°C em relação à sua média (ex: 1980 e 1988); no entanto existem anos de El Niño com valores de TSM que excedem 0,5°C e as chuvas de monção continuam abaixo da média ou próximas a ela (ex.: 1969, 1973, 1980, 1987, 1995 e 1998). Para anos em que ocorre La Niña, as chuvas mostram uma tendência a permanecerem abaixo da média no segundo ano de sua permanência (ex.: na La Niña de 1988-89 as chuvas estiveram acima da média em 88, mas permaneceram abaixo da média no ano de 89, da mesma forma que os anos de 76 e 96).

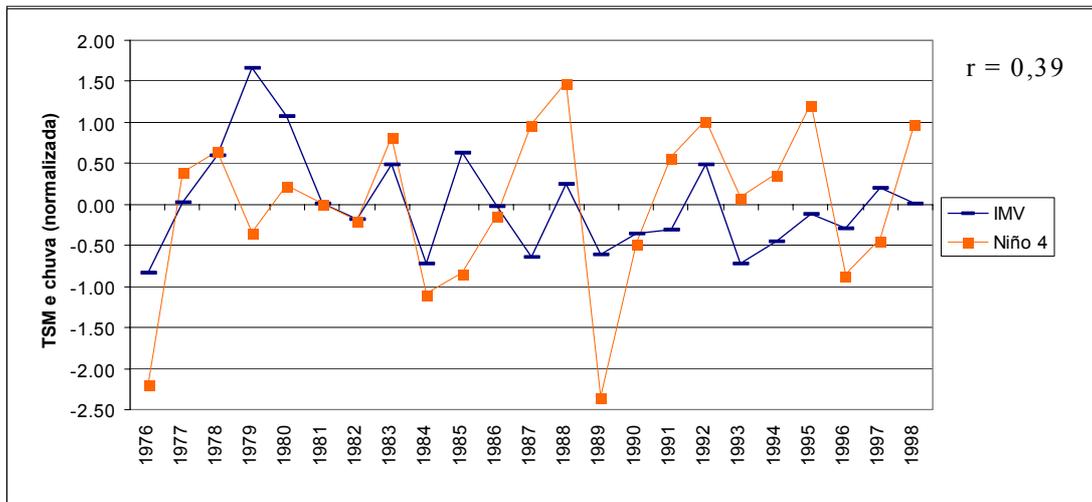


FIGURA 4.25- Ciclo interanual das chuvas para DJF (IMV) que representam a região de monção da AS versus TSM (NDJ) para as regiões que representam a área do El Niño 4 e El Niño 3.4.

De modo mais geral, os anos que apresentam valores de TSM acima (abaixo) da sua média climatológica ($\sim 0,5^{\circ}\text{C}$), é observada uma tendência no aumento (diminuição) das chuvas de monção sobre a AS. A observação em questão está de acordo com prévios resultados adquiridos no presente trabalho, pois viu-se que as regiões que coincidem com as áreas de atuação do Niño 4 e 3.4 apresentam associações positivas com as chuvas da região da MVAS.

A Figura 4.26 foi produzida para mostrar as associações entre as chuvas de monção com as anomalias médias de TSM em duas áreas distintas sobre o Atlântico tropical (A1 [25-35° W e 10-20° S] e A2 [35-45° W e 25-30° S]) durante os meses de SON (meses de melhor correlação entre IMV e TSM). A área A1 representa a região de máxima correlação negativa com o IMV durante os meses de SON (mês que foi observado o maior gradiente de correlação no oceano), enquanto que a área A2 representa a região em que se observou a mais forte correlação positiva no Atlântico tropical.

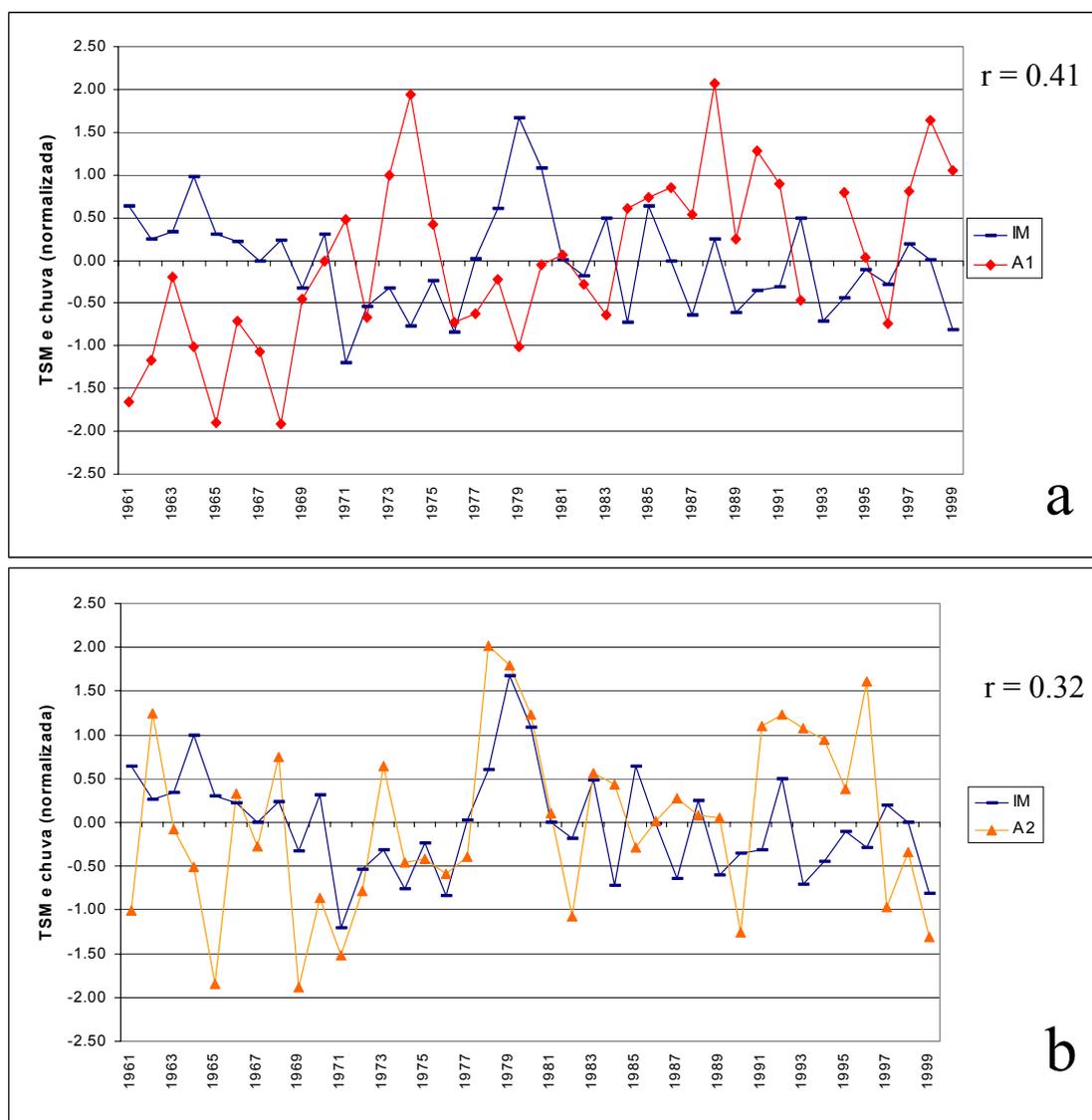


FIGURA 4.26- Ciclo interanual das chuvas para DJF (IMV) que representam a região de monção da AS versus TSM (SON) para as duas regiões que representam as áreas de maior correlação linear entre a TSM do Atlântico tropical e as chuvas de monção na AS. A Figura a mostra a série temporal entre TSM na área A1 (25-35° W e 10-20° S) e IM. A Figura b mostra a série temporal entre TSM na área A2 (35-45° W e 25-35° S).

A Figura 4.26 a mostra que as chuvas acima da média na região da MVAS são presentes quando as TSMs estão abaixo da média climatológica sobre esta área oceânica do Atlântico. E quando esta área do oceano está mais aquecida em relação à média climatológica, as chuvas de monção de verão sobre a AS apresentam uma ligeira

diminuição durante o período chuvoso; em outras palavras, é claro o domínio que esta área do Atlântico (A1) exerce sobre a variabilidade interanual das chuvas de monção. Para a Figura 4.26 b, este domínio sobre as chuvas não é tão significativo quanto ao da primeira área (A1); a área A2 no Atlântico tropical Sul aparentemente apresenta uma relação positiva com as chuvas de monção, mas este padrão “TSM versus chuva” não é tão claro, como pode ser visto na Figura 4.26 a, ou seja, existem anos em que ocorreram chuvas acima da média (ex.: 1965, 1970 e 1997) quando a TSM em SON esteve mais fria que o normal e vice-versa (ex.: 1962, 1968, 1978-80, entre outros).

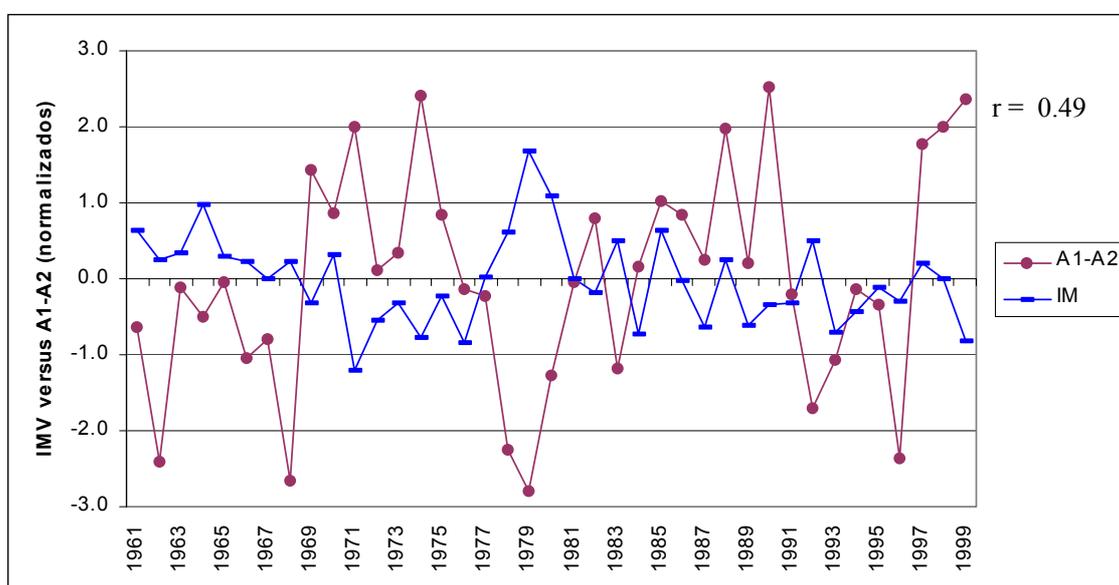


FIGURA 4.27- Ciclo interanual das chuvas de monção para DJF versus a diferença entre as anomalias médias de TSM na área A1 (25-35° W e 10-20° S) e A2 (35-45° W e 25-35° S).

A Figura 4.27 mostra a grande dependência das chuvas de monção em relação à diferença das áreas no Atlântico mais bem correlacionadas com as chuvas de monção. Nota-se que na maioria dos anos as chuvas na região de MVAS apresentam uma relação negativa com relação à diferença entre as TSMs da área A1 e A2 nos meses de SON, com exceção de alguns anos (ex: 76, 91 e 93-96). Essas duas áreas sobre o Atlântico tropical sul têm um comportamento semelhante ao da região já bem conhecida como dipolo norte-sul sobre o Atlântico equatorial norte e sul.

Como observado anteriormente a região do El Niño 4 não apresenta correlação de +0,39, e a variação de sua TSM segue mais um modo interanual do que interdecadal como apresenta o Oceano Atlântico. A baixa previsibilidade das variabilidades das chuvas de monção pode ser devido à forçante decadal que o Oceano Atlântico (A1 e A2) exerce sobre elas.

Durante anos de El Niño, secas na Amazônia determinam uma redução no calor latente na região, o que poderia gerar enfraquecimento na Alta da Bolívia. Isso também poderia gerar uma monção de verão na América do Sul mais fraca que o normal, especialmente devido a um menor transporte de umidade da Amazônia para a área de monção pelo jato de baixos níveis ao leste dos Andes, mas não se tem evidência conclusiva de que este jato seja mais intenso ou mais fraco durante anos de El Niño. Estudos recentes de Zhou e Lau (2000) indicam que, de fato, durante o El Niño 1997/98 a temperatura do ar da média troposfera no verão sobre o Altiplano foi maior, a alta subtropical do Atlântico foi mais intensa e estendeu-se sobre o continente, e o jato de baixos níveis foi mais intenso, determinando uma monção de verão mais forte em 1997/98, comparado com a mais fraca monção de 1998/99 associado à La Niña. Porém, esta associação não indica se a monção começa mais cedo ou mais tarde.

As associações coincidentes e com defasagem entre chuva da MVAS e as anomalias de TSM no Pacífico e Atlântico, assim como a variabilidade interanual destas associações, explicadas nas Figuras 4.26 e 4.27, e a variabilidade do início e fim da estação chuvosa da MVAS (Figura 4.9), indicam de fato que existem outros mecanismos que podem determinar a estação chuvosa na área da MVAS, além de TSMs e forçantes remotas. Análises dos campos de ROL e de chuva, além de estudos desenvolvidos para Amazônia (Marengo et al., 1999; Gonzalez e Barros, 2000; Lau e Zhou, 2000), apontam uma possível relação entre a variabilidade interanual do início das chuvas e convecção na Amazônia, especialmente no início da primavera quando a monção começa a se manifestar. O ciclo anual da monção que parece ser dominado pela Amazônia tende a

ser amplificado pelo aquecimento devido ao El Niño, desde que o calor latente é reduzido na Amazônia durante EL Niño.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÃO

Foram analisados índices de precipitação para a estação chuvosa numa região entre as latitudes de 10° e 20°S e longitudes 40° e 50°W no continente da América do Sul para uma área que engloba parte dos Estados de Goiás, Tocantins, Minas Gerais, Bahia e SE da Amazônia. As análises foram baseadas em dados de 22 estações dentro dessa área para um período de 32 anos, e as estações apresentam similaridades no ciclo anual e na grande concentração de chuvas na estação de verão.

O mapa climatológico de percentual de chuva mostrou que a maioria dos postos meteorológicos dentro da região da MVAS apresentam máxima quantidade de precipitação durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Verificou-se que dentro dessa região ao longo do ano existem duas estações bem definidas, uma estação seca que ocorre de março a agosto e outra chuvosa que vai de setembro a fevereiro, e durante os seis meses de verão (setembro-fevereiro) a região apresenta cerca de 80% de precipitação em relação ao total do ano (climatologia).

O campo de ROL que foi analisado para um período de 25 anos (1974-1998) de dados médios diários e em pontos de grades de 2,5° x 2,5° de latitude-longitude para a América do Sul, através de satélite de órbita geostacionária, evidenciou as variabilidades das atividades convectivas em escalas intrasazonais e sazonais, basicamente a partir do NW da Amazônia ao SE do Brasil. A partir desses dados foram produzidas pântadas de ROL, e com o uso do critério de Kousky (1988), foram geradas datas de início e fim da estação chuvosa, que foram comparadas com as pântadas de início da estação chuvosa usando dados de precipitação para a área do SE da Amazônia (Marengo et al. 2000), próxima à área da MVAS.

Através das pântadas de início e fim da estação chuvosa (ROL), pôde ser observado o quanto essas datas variam de ano para ano; os resultados indicaram que aparentemente

não existe uma relação entre essas variabilidades associadas a anos de El Niño ou La Niña em escalas interanuais. Porém, uma interação com a convecção da Amazônia no início do verão ou com a TSM no Atlântico Norte (Caribe) podem afetar a variabilidade de chuva da MVAS.

Foi possível notar que, a partir dessas datas com campos de pântadas de ROL, as estações no leste da região da MVAS apresentam períodos chuvosos mais curtos, em relação às demais localidades. Este resultado mostra que, pelos campos de ROL, as localidades ao leste da região apresentam um período chuvoso mais curto e um período seco mais longo, mas os dados de pântadas de início e fim da estação chuvosa, através de dados diários de precipitação, dariam um resultado mais preciso.

Vários campos de correlação entre índices de chuvas de monção de verão (IMV) e anomalias médias de TSM, em vários intervalos de tempo (simultâneos e defasados), foram produzidos com o objetivo de identificar as regiões oceânicas a leste e oeste do continente da AS que mais induzem a variabilidades nas chuvas associadas ao SMVAS.

Os resultados do presente estudo mostraram basicamente a existência de quatro áreas sobre o Pacífico tropical e equatorial que exercem forte influência sobre as chuvas de monção na AS, que são norte, nordeste da Austrália e parte central-sul onde essas regiões podem influenciar as chuvas de monção através de trens de onda (planetárias) que seguem a partir da costa leste da Austrália e alcançam a AS, influenciando a ZCAS e o VC, e também a convecção da MVAS.

As correlações sobre o Atlântico mostraram a existência de um padrão tipo dipolo (norte-sul) entre as latitudes de 25-35°W e 10-20°S e 35-45°W e 25-35°S que permanece durante três meses (julho a outubro), e uma área com correlações negativas (DJF), onde as chuvas seriam influenciadas pela dinâmica local, ou seja, as anomalias frias de TSM conduziriam maiores intensidades na circulação e transportariam umidade para o continente, aumentando a quantidade de chuvas na região. Porém, esta explicação

estaria mais ligada à variabilidade interdecadal das chuvas na área da MVAS do que à variabilidade interanual.

Sabe-se que as anomalias de chuva na região da MVAS e TSM no Pacífico tropical, Atlântico tropical e subtropical podem ser devido a complexas perturbações na circulação atmosférica e oceânica associadas ao ENOS, porém com atuação independente uma da outra, ou seja, podem haver anomalias de TSM no Oceano Atlântico que independam do ENOS e que contribuem sozinhas para as anomalias de chuva na região. Similar ao proposto por Dias et al. (1998), para o Sul do Brasil, os eventos no Oceano Pacífico poderiam produzir uma resposta no Atlântico, os quais podem tornar-se um grande contribuidor de anomalias de chuva na região de estudo.

Sobre a influência do El Niño na monção de verão da América do sul, os estudos feitos aqui não indicam uma clara associação entre o início e o fim da estação chuvosa na região associada ao El Niño, podendo se ter monção mais antecipadas ou atrasadas independentemente para anos de El Niño ou La Niña. As correlações entre os Niños 3, 3.4 e o IMV não são muito altamente significativos, como acontece em regiões de alta previsibilidade como o Nordeste. Isto poderia ser devido aos efeitos regionais (convecção da Amazônia, variações intrasazonais da ZCAS devido às forçantes remotas e locais), ou ao efeito de anomalias de TSM em regiões como o Atlântico extratropical norte e sul, não considerado nas análises apresentadas aqui.

Dinamicamente, o aquecimento da coluna atmosférica sobre o Altiplano da Bolívia devido ao El Niño compensaria o enfraquecido efeito dinâmico da Amazônia (menos calor latente devido à redução de chuvas), fazendo com que o jato subtropical seja mais intenso e deslocado mais ao norte, e o jato de baixos níveis seja mais intenso, caracterizando uma monção mais forte.

Então, poder-se-ia concluir que, independente dos tamanhos e significância estatística das correlações entre TSM no Pacífico tropical e IMV, e considerando os aspectos

dinâmicos regionais na região Amazônia-MVAS-ZCAS, uma sistemática intensificação (enfraquecimento) no sistema de monção de verão da América do Sul poderia ser introduzida pelo El Niño (La Niña). Porém, isto não permite identificar monções antecipadas ou atrasadas durante anos de El Niño ou La Niña.

Algumas questões para trabalhos futuros são:

- 1) Será que existem anos em que as TSMs no Oceano Atlântico caracterizam melhor as chuvas de monção da AS num caráter interanual, mesmo em anos de forte El Niño, e seria esta associação sobre o Atlântico tropical, ou pode se estender ao Atlântico subtropical ?
- 2) Só com dados de TSM dos oceanos, será que a previsão do clima seria considerada satisfatória para a previsão de chuvas de verão? Ou vários outros parâmetros além desses deveriam ser considerados (ex.: umidade do solo, topografia, entre outros) ?
- 3) Qual seria o mecanismo dinâmico que determina as mudanças na intensidade da MVAS e suas componentes (jato de baixos níveis, Alta da Bolívia, gradiente meridional de temperatura do ar na região da Bolívia, entre outros) associado a anos de seca na Amazônia, independentemente se estes anos de seca sejam associados ou não ao El Niño ?
- 4) Qual seria o comportamento e variabilidade da MVAS em escalas decadais e até a longo prazo, e qual seria a sensibilidade de MVAS aos incrementos sistemáticos de gases do efeito estufa, ou a mudanças no uso da terra na Amazônia ?

Sabe-se que as monções sobre a AS apresentam características um pouco diferentes com relação as já bem-conhecidas monções indianas e asiáticas, mas pode-se indicar que a América do Sul também apresenta uma região de monção de verão com variabilidade

interanual e interdecadal, com componentes afetadas pelas forçantes remotas de oceanos tropical e extratropical, e de forçantes locais, como é a Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arkin, P. A.; Meisner, B. N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, n. 1, p. 51-74. Jan. 1987.
- Arkin, P. A.; Ardanuy, P. E. Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1229-1238. Nov. 1989
- Barlow, M.; Sumant, N.; Ernesto, H. B. Evolution of the north american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2238-2257. Set. 1997.
- Casarin, D. P.; Kousky, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 1, p. 83-90. 1986.
- Climate Variability and Predictability (CLIVAR). **World climate research program**, 1998. Disponível em: http://www.clivar.org/organization/toc/index_Alpha.htm. Acesso em: 20 abril 1999.
- David, K. A.; Andrew, C. C. The North American monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2197-2212. Out. 1997.
- Diaz, A. F.; Caarem, D. S.; Carlos, R. M. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **American Meteorological Society**, v. 11, p. 251-271. Feb. 1998.
- Douglas, M.; Maddox, R. A.; Howard, K.; Reyes, S. The Mexican monsoon, **Journal of Climate**, v. 6, p. 1665-1677. Ago. 1993
- Douglas, A. V.; Englehart, P. J. An analysis of the starting date for the summer monsoon in western Mexico and southeast Arizona. In: Annual climate diagnostics Workshop, 20., 1996, Seattle, WA. **Proceedings**. Seattle: Climate Prediction Center, 1996. p. 207-211.
- Figueroa, S. N. **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos** 1997. 181 p. Tese (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999. (INPE-7121-TDI/672).

- Flohn, N. Recent investigations on the mechanism of the “summer monsoon” of southern and eastern Asia. *Monsoons of the world*. The Manager of Publications, Civil Lines, Dheli, India, 75-88. 1960.
- Gonzalez, M.; Barros, V. South American monsoon onset and end date prediction using outgoing longwave radiation and sea surface temperature. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 6., 2000 Santiago, Chile. **Proceedings**. Santiago: **American Meteorological Society**, p. 124-125.
- Grimm, A. M.; Silva, Dias P. L. Analysis of tropical-extratropical interaction with influence function of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3538-3555. Out. 1995.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E.; Gomes, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El niño and La niña events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863-2888. Nov. 1998.
- Halley, E. An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the winds. **Philos. Trans. Roy. Soc. London**, v. 26, p. 153-168. 1696.
- Hahn, D. G.; Shukla, J. An apparent relationship between eurasia snow cover and India monsoon rainfall. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 2461-2462. 1976.
- Hastenrath, S. **Climate Dynamics of the Tropics: Climate and Circulation of the Tropics**. Madison: Kluwer Academic Publishers, 1996. 488 p.
- He, H.; Mc Ginnis, J. W., Song Z e Yanai M. Onset of the Asia summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan plateau. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1966-1995. Set. 1987.
- Higgins, R. W.; Yao, Y.; Wang, X. L. Influence of the north american monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2600-2622. Out. 1997.
- _____, The North American monsoon system. In: Global Change Conference, 10., Dallas, Texas US, Jan. 1999. **Proceedings**. Dallas: **American Meteorological Society**, p. 203-206. 1999.

- Horel, J. D.; Hahmann, A. N. e Geisler E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1388-1403. Nov. 1989
- Joseph, P. V.; Eischeid, J. K.; Pyle, R. J. Interannual variability of the onset of the India monsoon and its association with atmospheric features, El niño, and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 7, p. 81-105. Jan. 1994.
- Ju, J.; Slingo, J. M. The Asia summer monsoon and ENSO. **Q. J. R. Meteorol Soc.**, v. 121, p. 1133-1168. Jul. 1995.
- Khromov, S.P. Die geographische Verbreitung der Monsune. Petermanns, Mitt. 1957
- Kousky, V.; Kagano, M. T.; Cavalcante, I. F. A. A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-502. Out. 1984.
- _____, Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 113, p. 1951-1957. Nov. 1985.
- _____, Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South America Sector. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 3, p. 217-231. 1988.
- _____, Kayano, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **American Meteorological Society**, v. 7, p. 1131-1143, Jul. 1994
- _____, The South American monsoon system. In: Global Change Conference, 10., Dallas, Texas US, Jan. 1999. **Proceedings**. Dallas: **American Meteorological Society**, p. 215-218. 1999.
- Krishnamurty, T. N.; Bhalme, H. N. Oscillations of a monsoon system. Part I. Observational aspects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 1937-1953. Out. 1976.
- Kusuma, G.; Rao, G. V. e Goswami B. N. Interannual variations of sea surface temperature over the Arabian sea and the Indian monsoon: A new perspective. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 558-568. Mar. 1988.
- Lau, W.; Zhou, J. Rainfall regimes and interannual variability of South American summer monsoon., In: International Conference on Southern Hemisphere

- Meteorology and Oceanography. 6., 2000 Santiago, Chile. **Proceedings**. Santiago: **American Meteorological Society**, p. 153-154. 2000.
- Liebmann, B.; Marengo, J. O.; 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, p. 2898-2908. Nov. 1998.
- _____, 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, p. 1877-1891. Jul. 1999.
- Marengo, J. A.; Druyan, L. M.; Hastenrath, S. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climate Change**, v. 23, p. 267-286, Mar. 1993.
- _____, Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, p. 853-863. Dez. 1992.
- _____, Hastenrath, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 36, p. 1553-1566. 1993.
- _____, Douglas, M.; Dias, P. L. The south American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **J. Geophys. Res-Atmos.**, v. 107, p. 1553-1566. 2002.
- _____, Liebmann, B.; Kousky, V. E. On the characteristics of the onset and demise of the rainy season. submetido ao **Journal of Climate** 2000.
- Marengo, J. A. Interdecadal and long-term variability of the hydrometeorology of the Amazon basin. Submetido ao **International Journal of Climatology** , 2000.
- Matsuyama, H.; Masuda, K. Seasonal/interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian summer monsoon rainfall. **Journal of Climate**, v. 11, p. 652-658. Nov. 1998.
- Nieuwolt, S. **Tropical Climatology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. 207 pp
- Okabe, I. T. **The North American monsoon**. Ph. D. dissertation, University of British Columbia, 146 pp. [Available from Dept. of Geography, University of British Columbia, 2075, Wesbrook Place, Vancouver, BC V6T1W5, Canada. 1995

- Paegle, J. N.; Mo, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 279-291. Fev. 1997.
- Parthasarathy, B.; Kumar, R. R.; Kothawale, D. R. India summer monsoon rainfall indices. **Meteor. Mag.**, v. 121, p. 174-186. 1992.
- Ramage, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, 1971.
- Rao, G. V.; Erdogan S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean january. **Boundary Layer Meteorology**, v. 46, p. 13-33, Jul. 1989.
- Rao, V. B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 42, p. 81-91. 1989.
- _____, Cavalcanti, I. F. A.; Hada, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 26, p. 539-551. Nov. 1996.
- _____, Srinivasa, R.; Franchito, S. H. Decadal variation of atmosphere-ocean interaction in the tropical Atlantic and its relationship to the northeast Brazil rainfall. **Journal Meteorol. Society of Japan**, v. 77, p. 63-75, Fev. 1999.
- Sellers, W. D.; Hill, R. H. **Arizona Climate**. Tucson, University of Arizona Press, 1974.
- Souza, B. E.; Nobre, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 1: (in press), 1998.
- Uvo, C. B.; Rapelli, C. A.; Zebiak, S. E.; Kushnir, Y. The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **American Meteorological Society**, v. 11, p. 551-562. Abr. 1998.
- Venegas, S. A.; Lawrence, A. M.; David, N. S. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the south Atlantic. **Geophys. Resear. Lett.**, v. 19, p. 2673-2676, Set. 1996.
- Webster, P. J.; Yang, S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. **Quater. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 118, p. 877-926. Jul. 1992.

- Webster, P. J.; Magaña, V. O.; Palmer, T. N.; Shukla, J.; Tomas, R. A.; Yanai, M.; Yasunari, T. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 14.451-14.510. 1998.
- Wilks, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**: an introduction. San Diego, Academic press, 1995.
- Yang, S.; Lau, K. M.; Change, Y.; Schubert, S. Potential predictability of the monsoon subclimate systems. In: Global Change Conference, 10., Dallas, Texas US, Jan. 1999. **Proceedings**. Dallas: **American Meteorological Society**, p. 229-231. 1999.
- Yang, S. ENSO-snow-monsoon associations and seasonal-interannual predictions. **Int. J. Climatol.**, v. 16, p. 125-134, Feb. 1996.
- Yasanuri, T.; Kitoh A.; Tokioka, T. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate. A study with the MRI-GCM. **Journal Meteorol. Society of Japan**, v. 69, p. 473-487. Ago. 1991
- Zhou, J.; Lau, K. M. Does a monsoon climate over South America?. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, Mai. 1998.
- Zhou, J.; Lau, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International journal of Climatology**. v. 21, p. 1623-1644, Nov. 2001.

APÊNDICE A

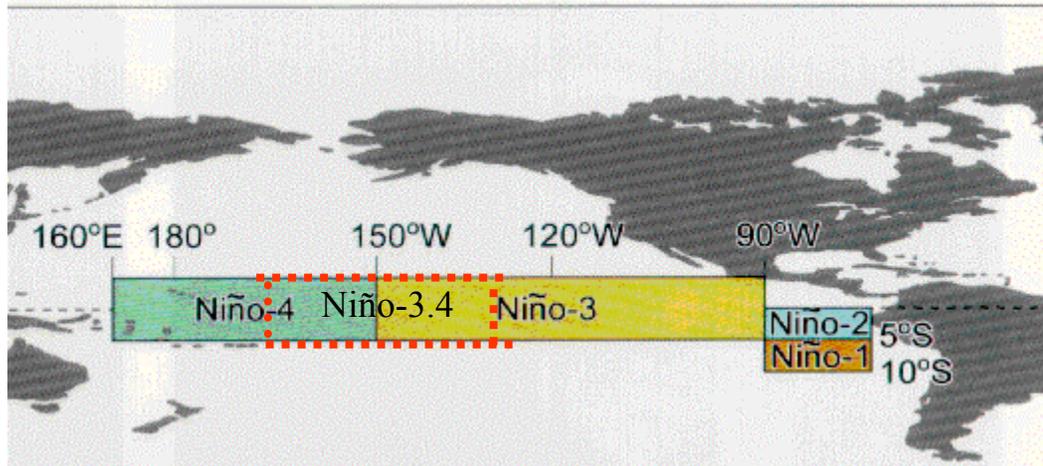


FIGURA A-1- Representação esquemática das áreas dos Niños 1,2, 3, 3.4 e 4.

APÊNDICE B

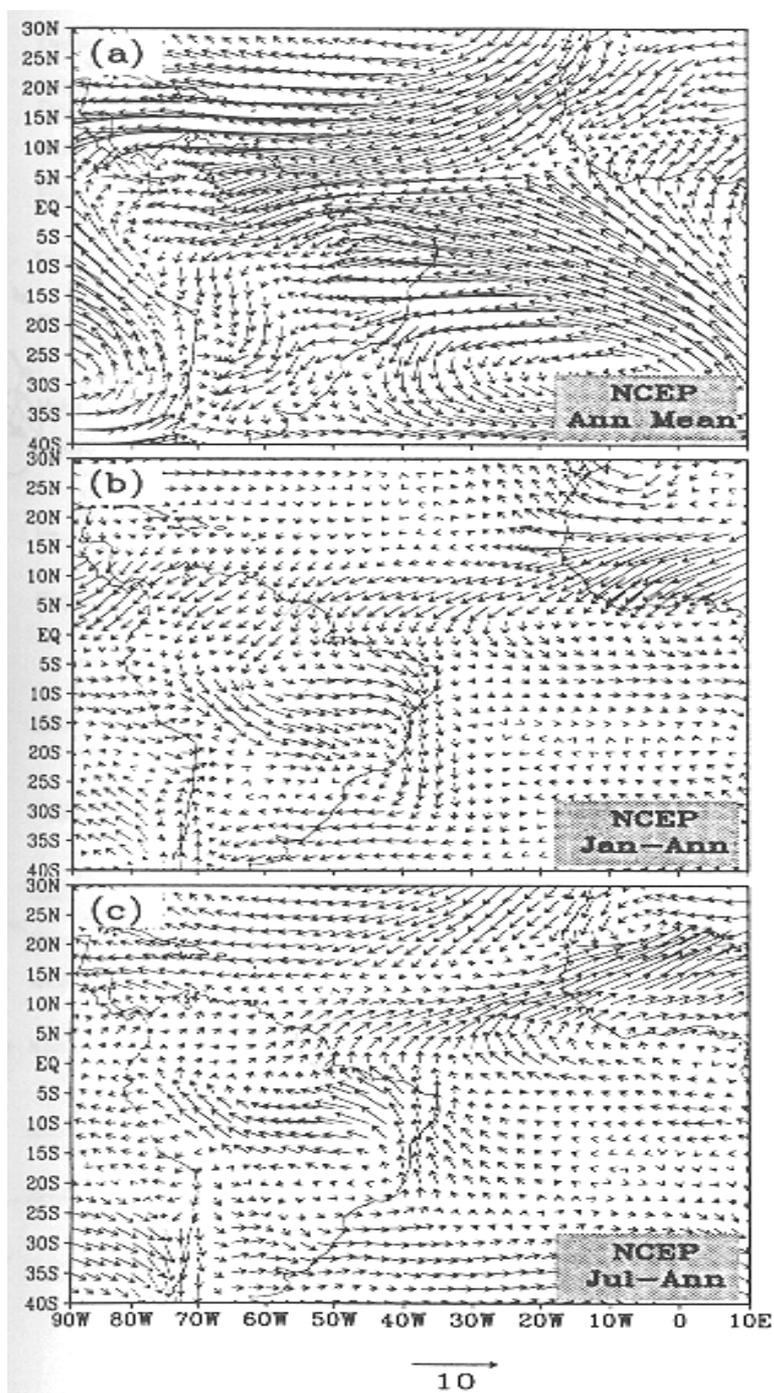


FIGURA B1- Climatologia do vento em 900 Hpa (ms^{-1}) para a média anual (a), janeiro menos a média anual (b) e julho menos a média anual (c). Zhou e Lau (1998).

FONTE: Zhou e Lau (1998).

APÊNDICE C

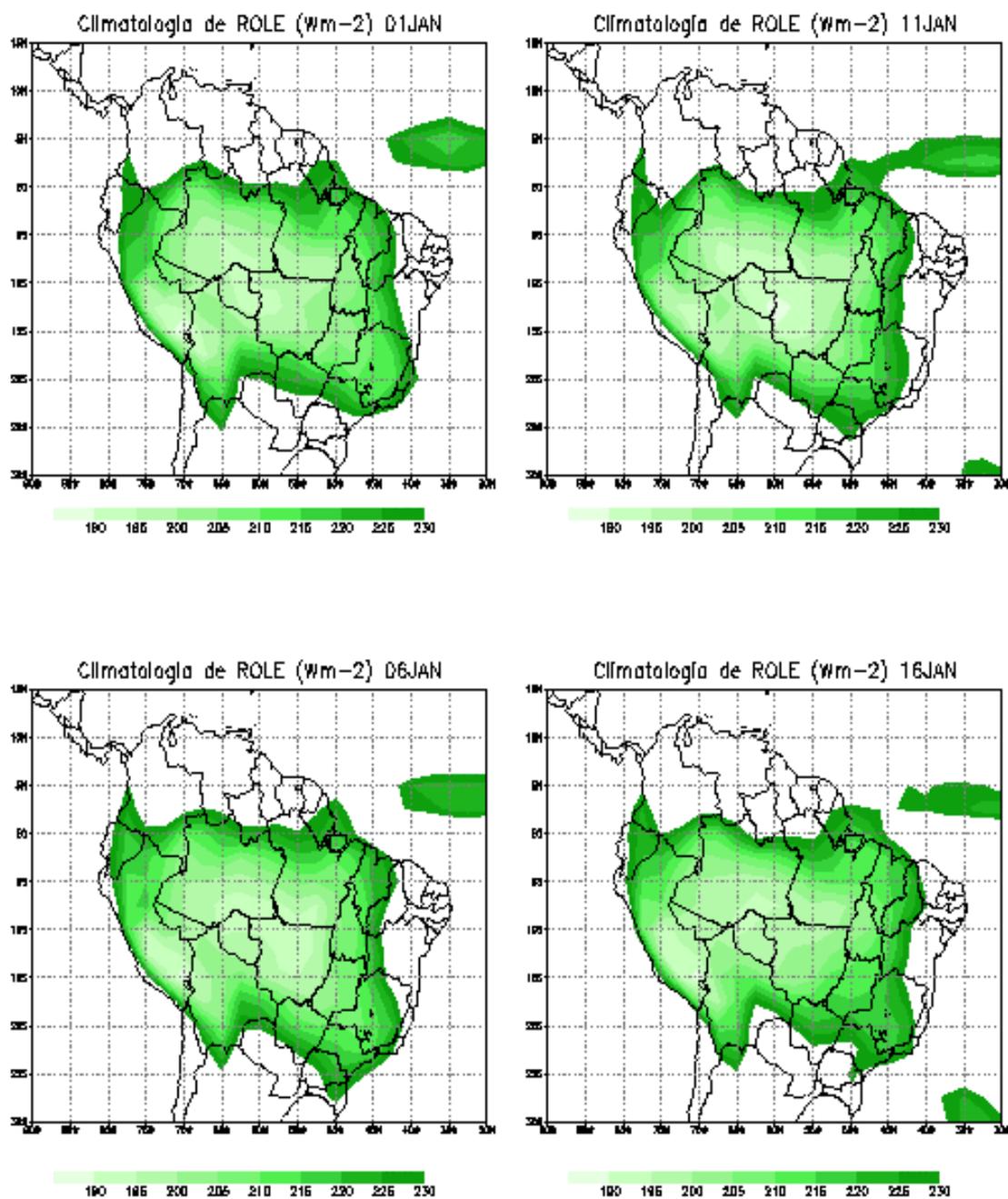


FIGURA C-1. Climatologia de pântadas de radiação de onda longa (ROL) com valores abaixo de $240 W \cdot m^{-2}$ (continua)

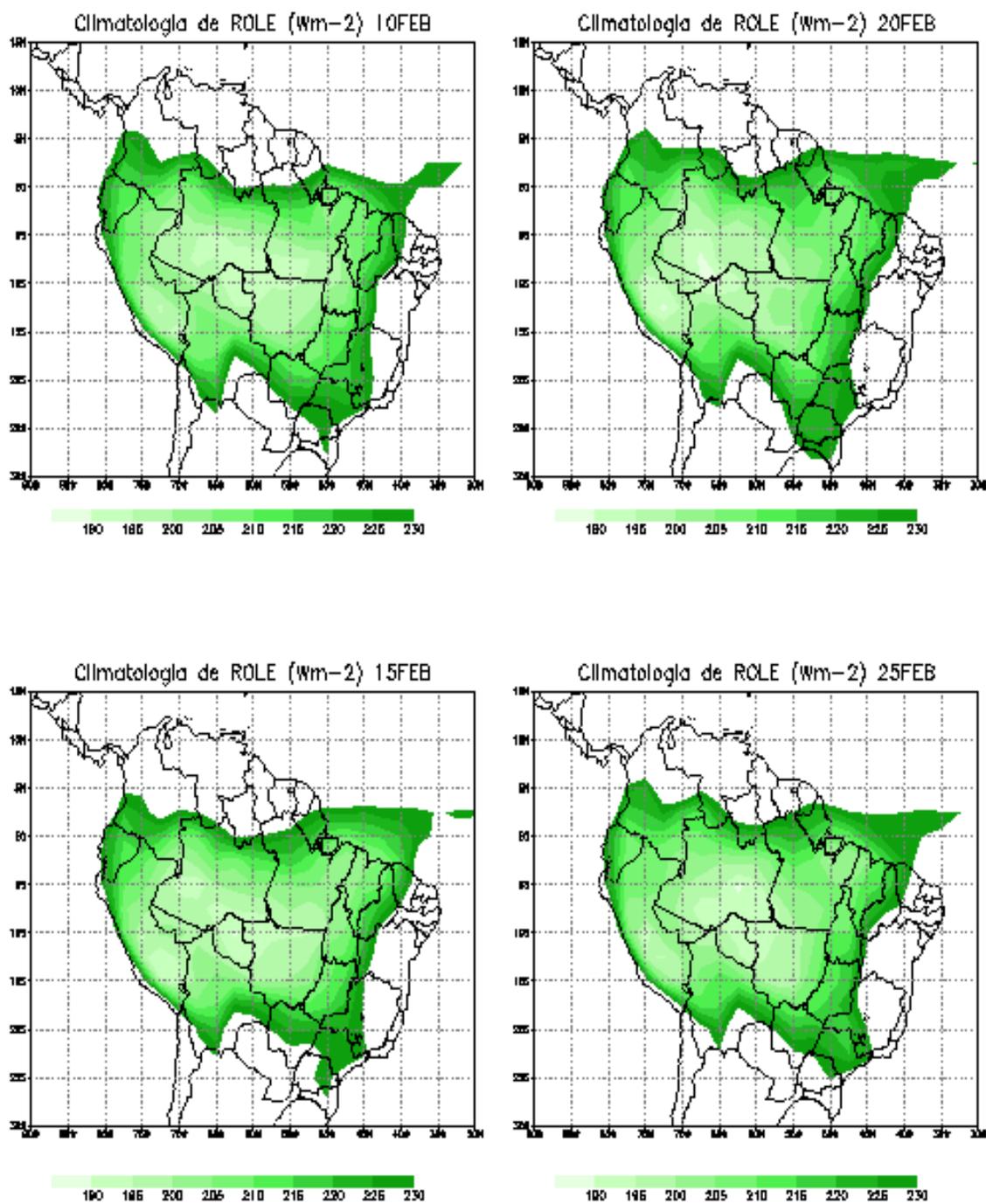


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

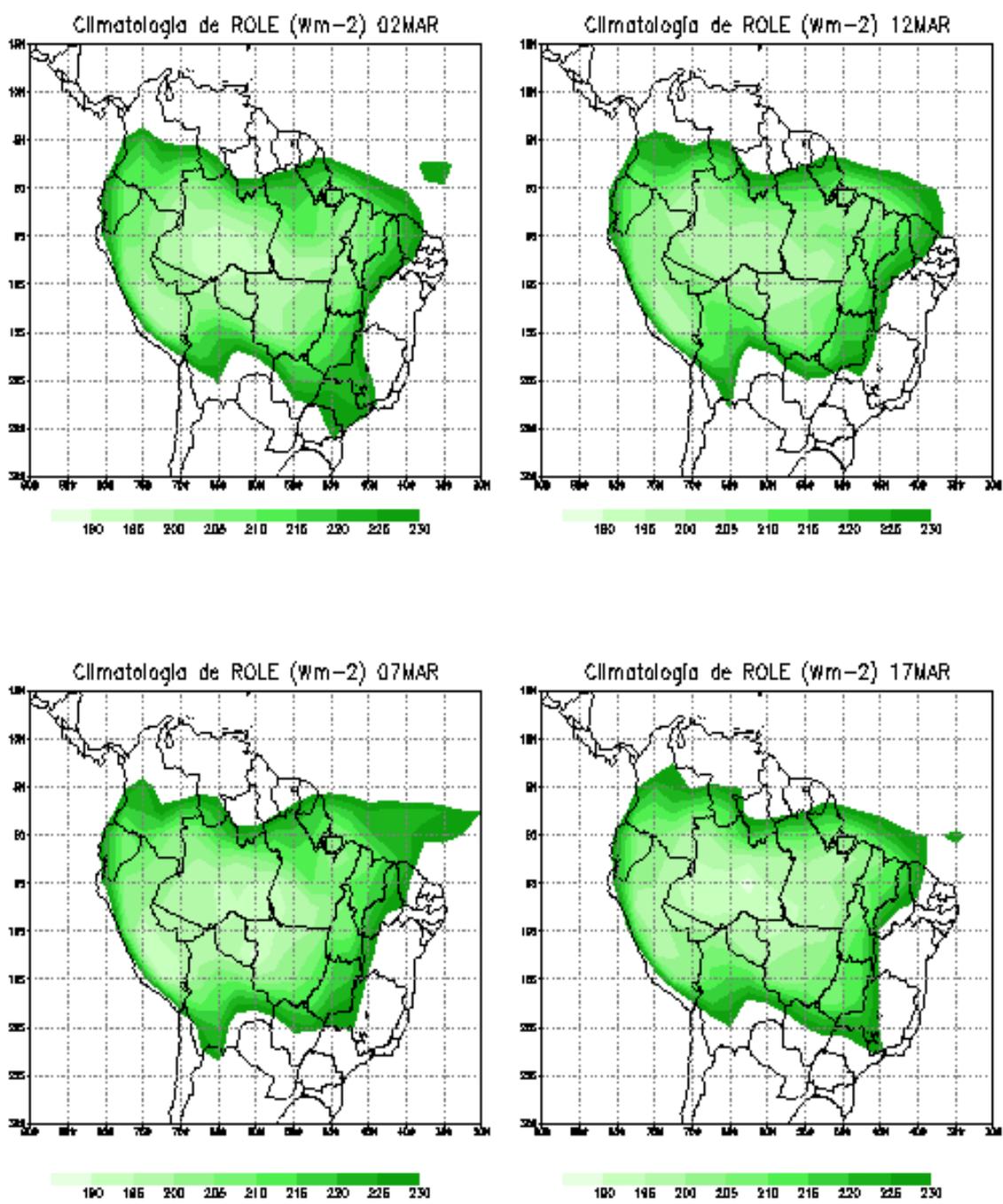


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

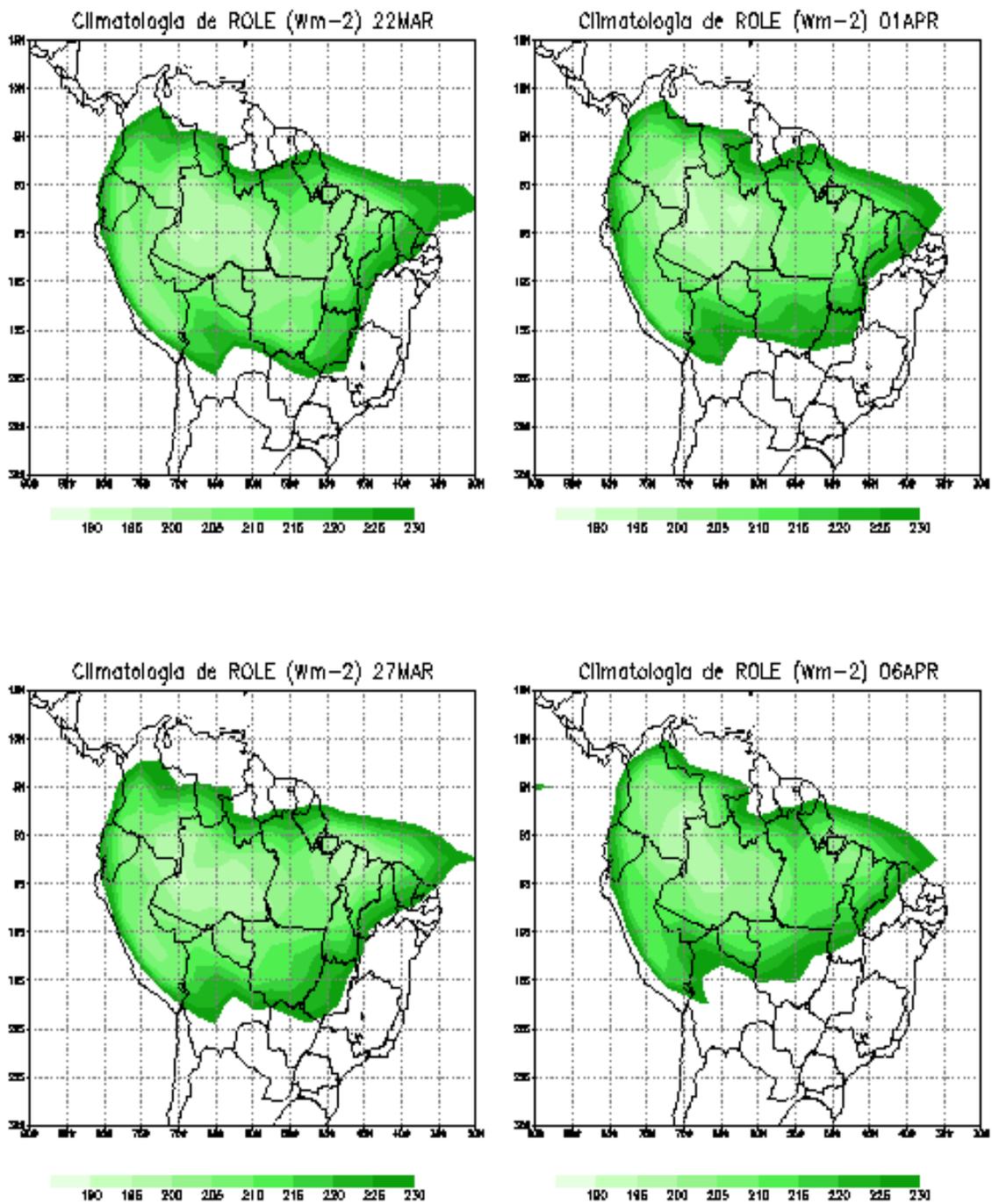


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

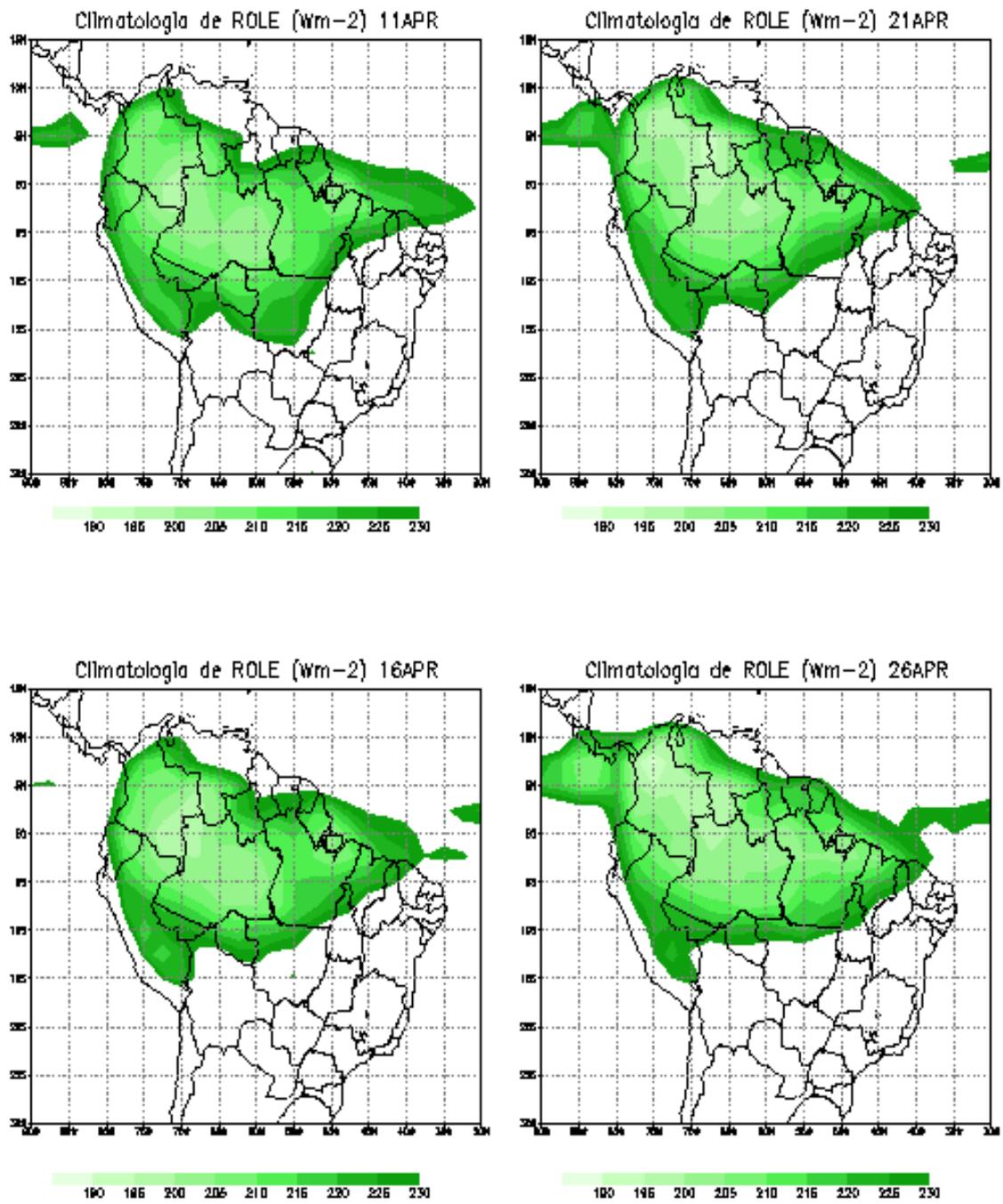


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

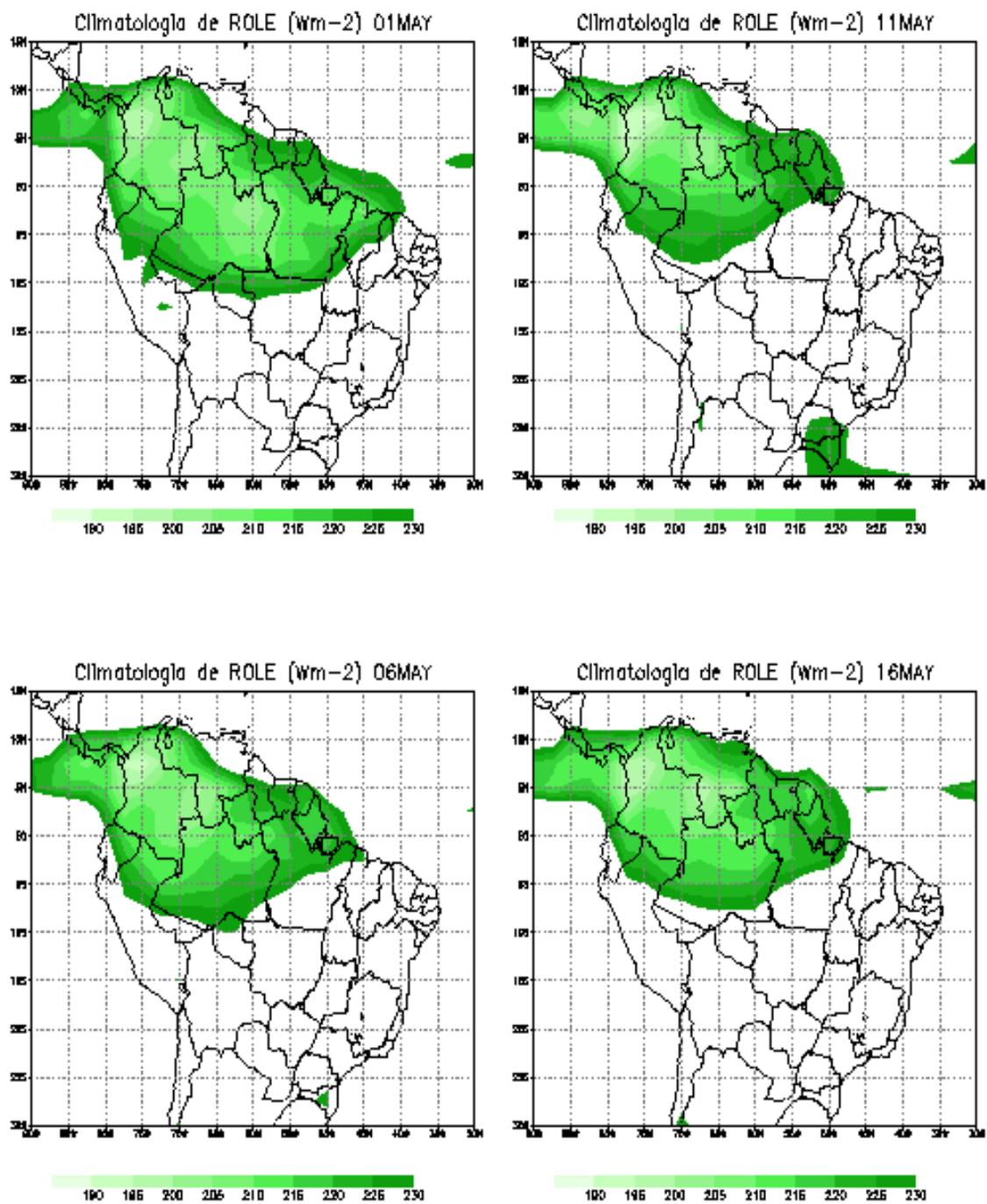


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

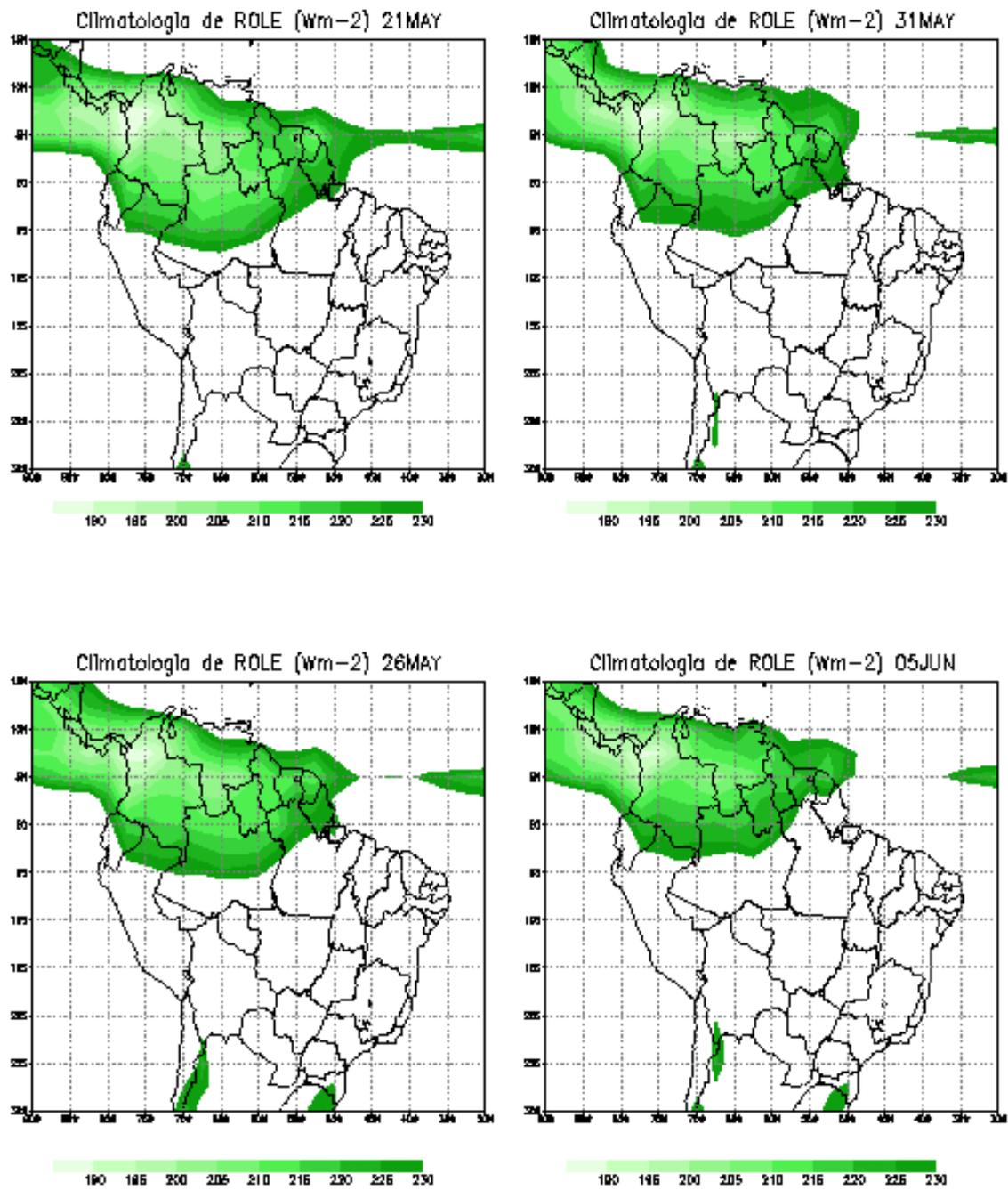


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

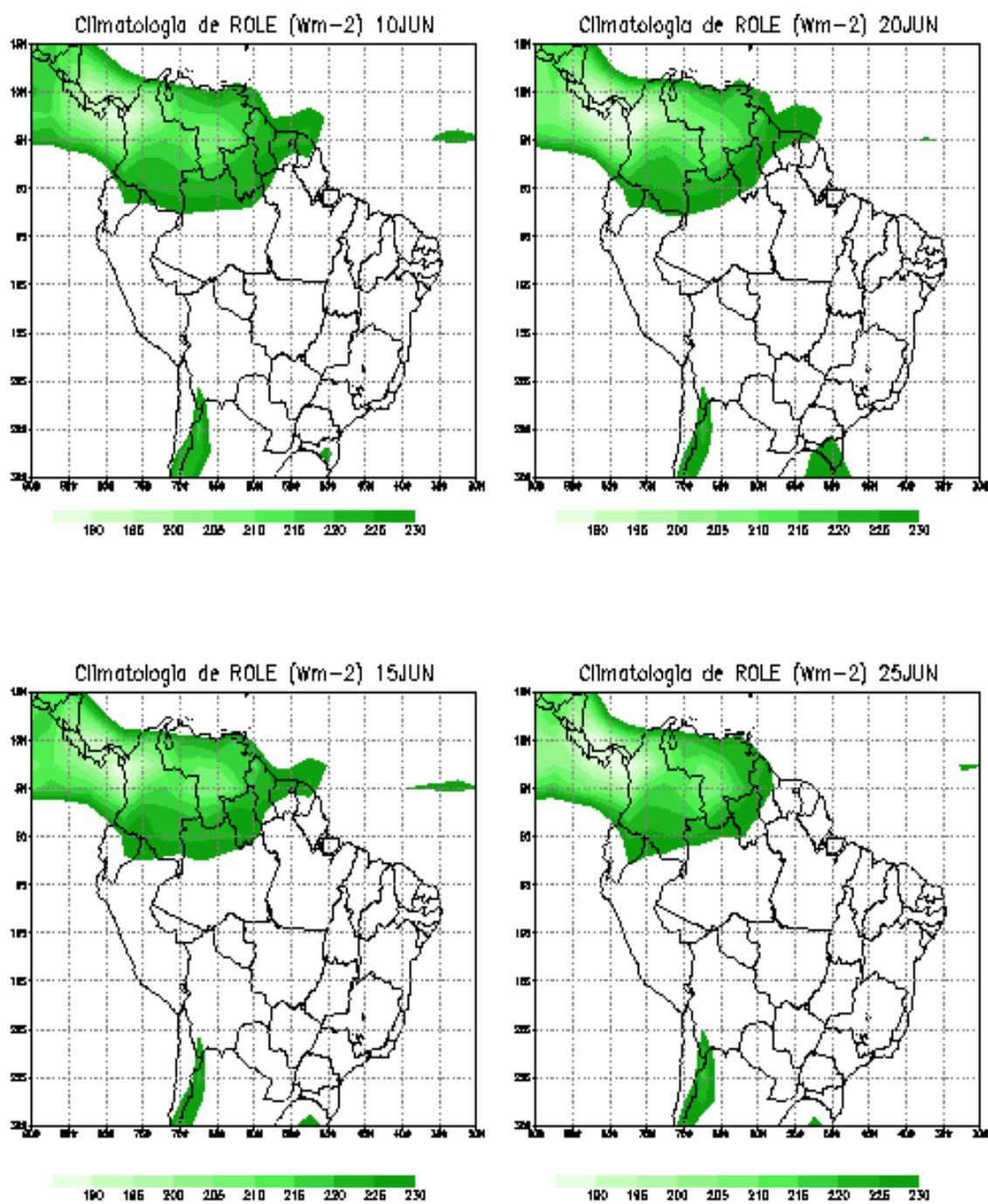


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

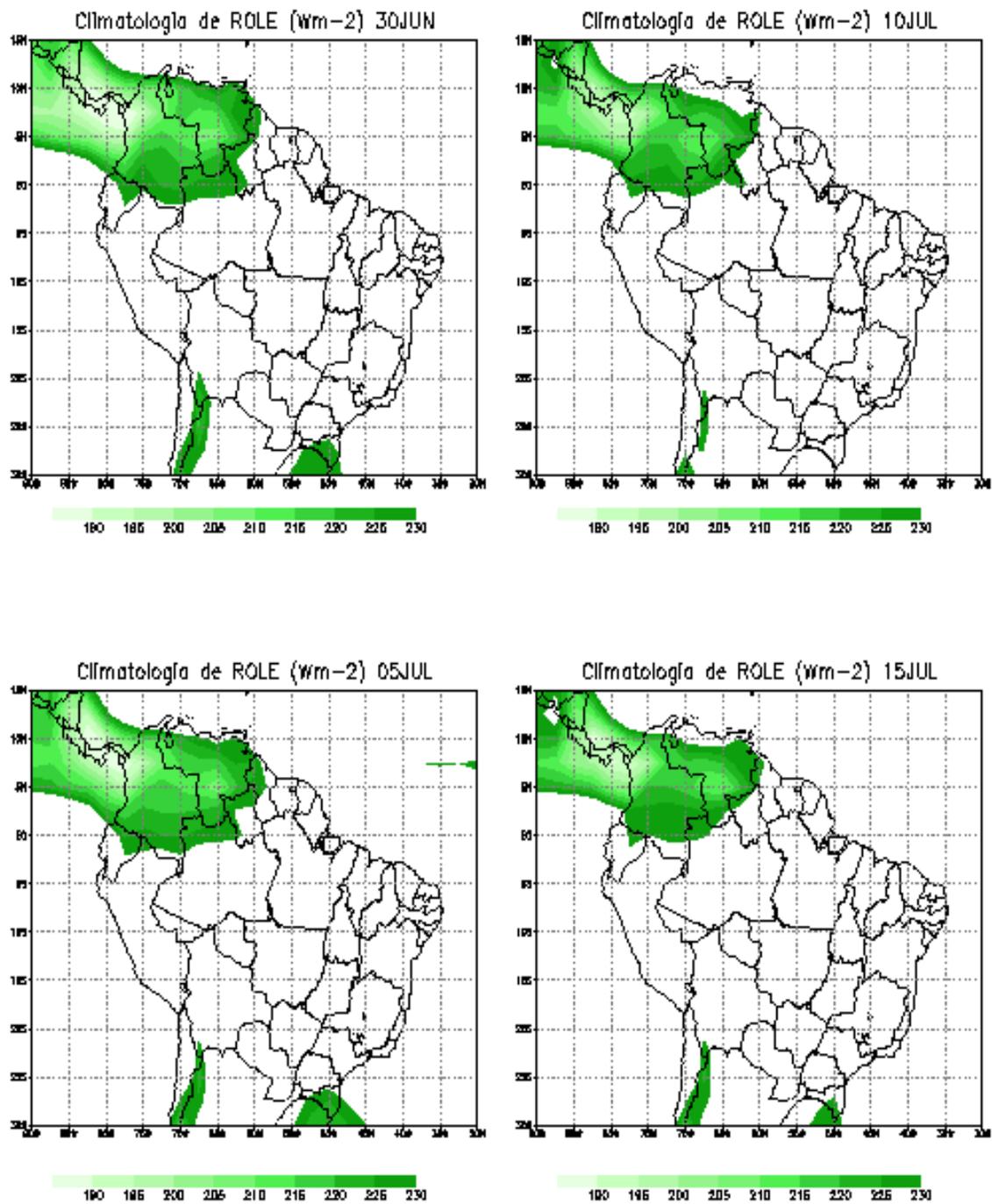


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

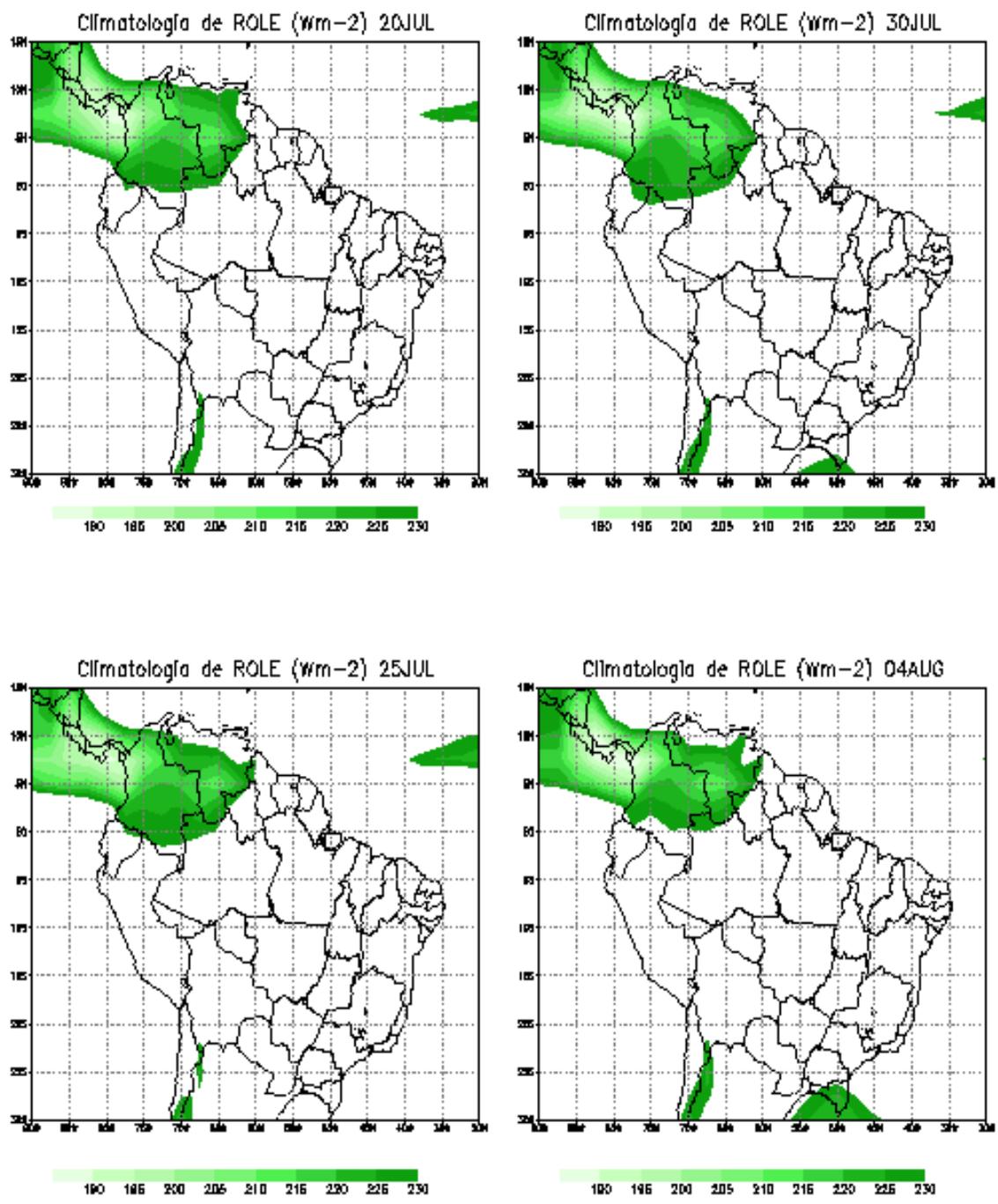


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

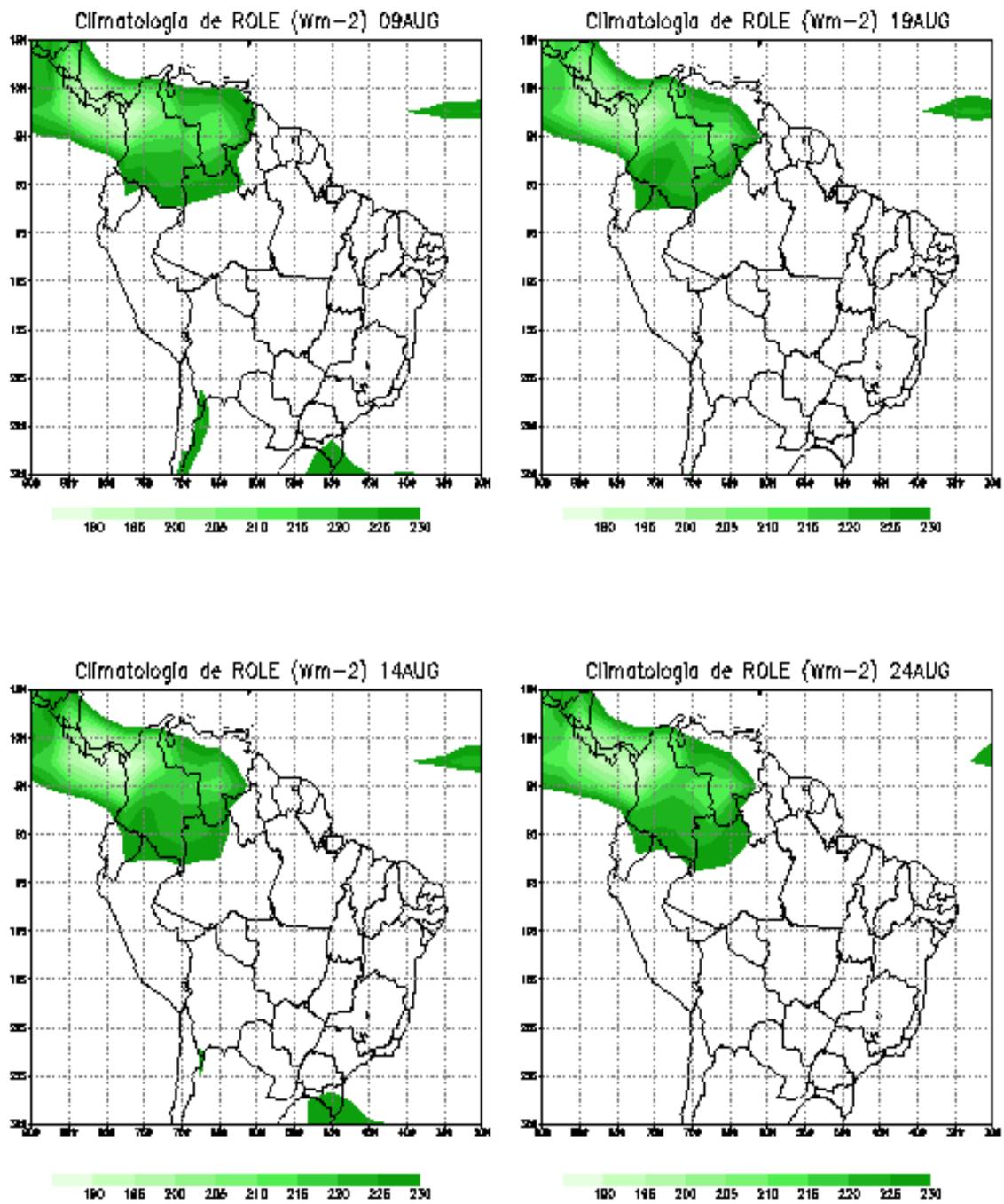


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

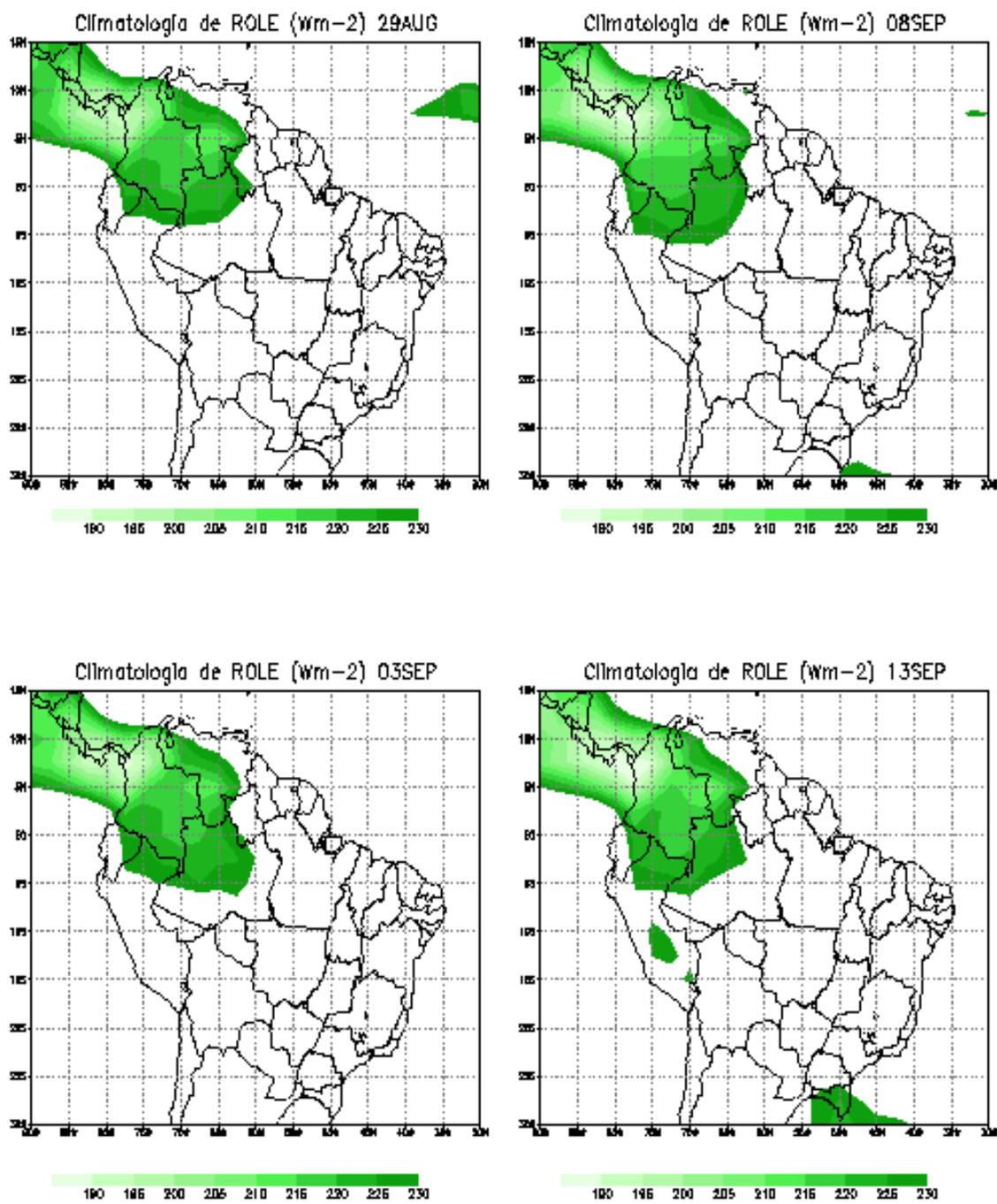


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

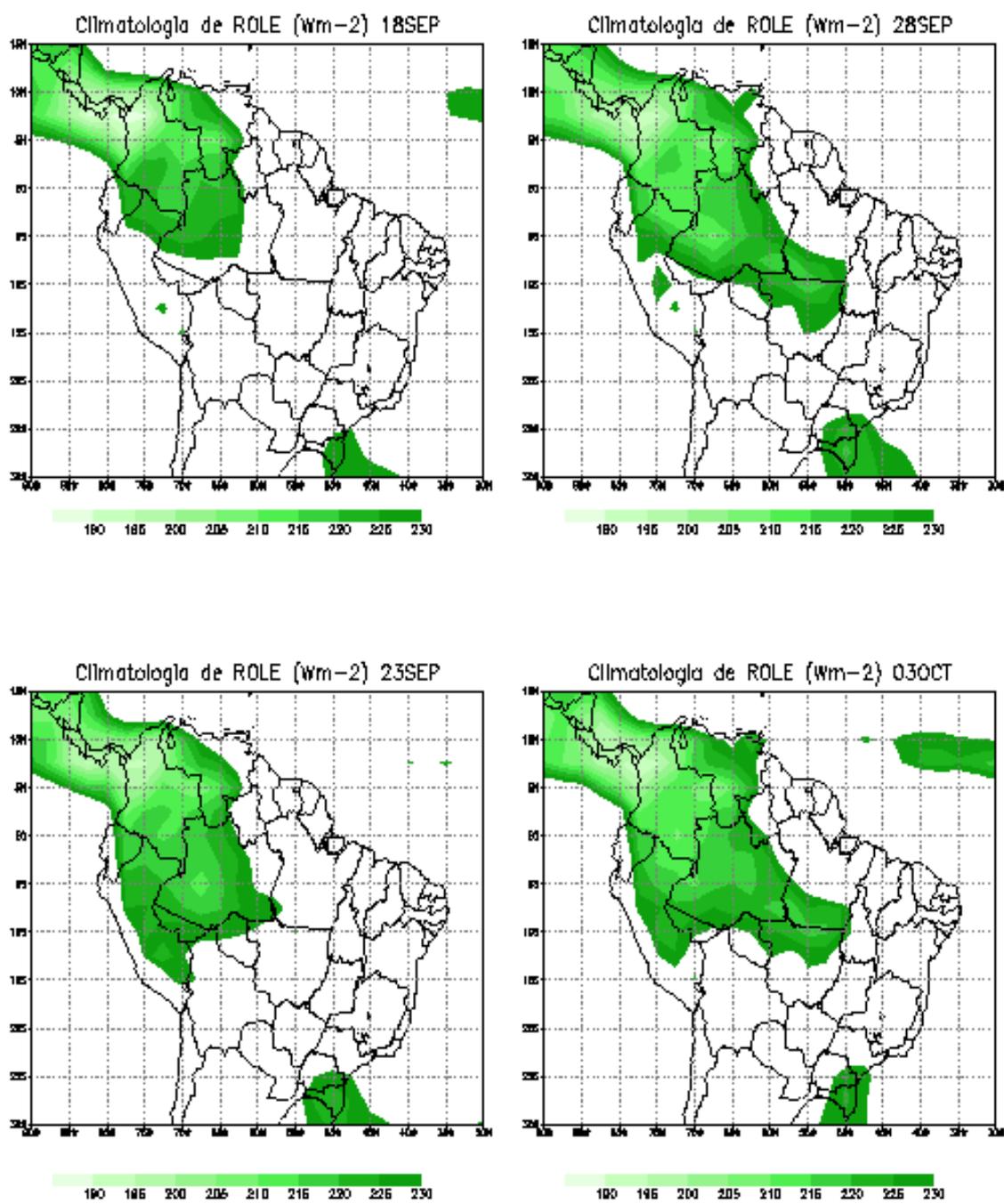


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

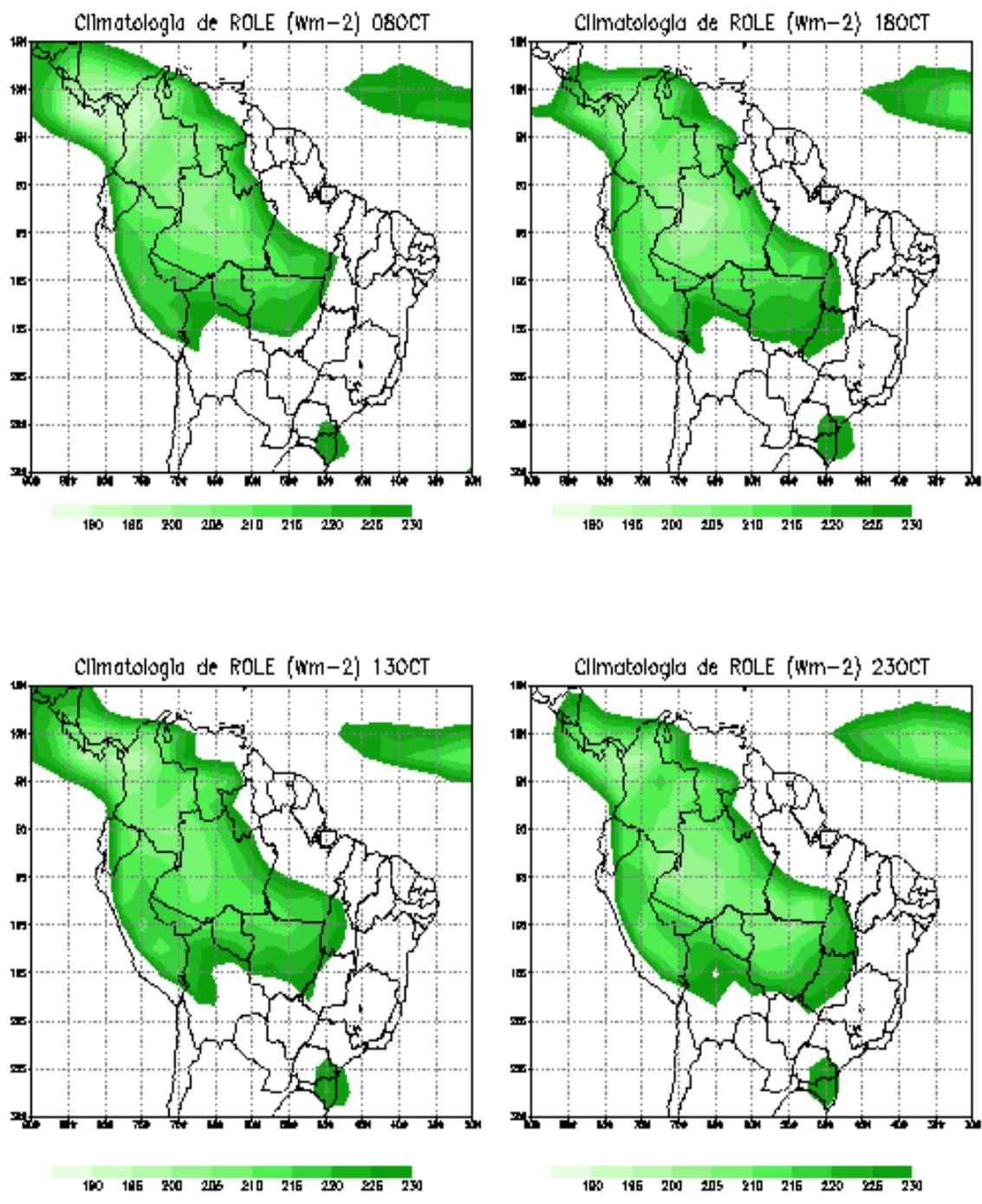


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

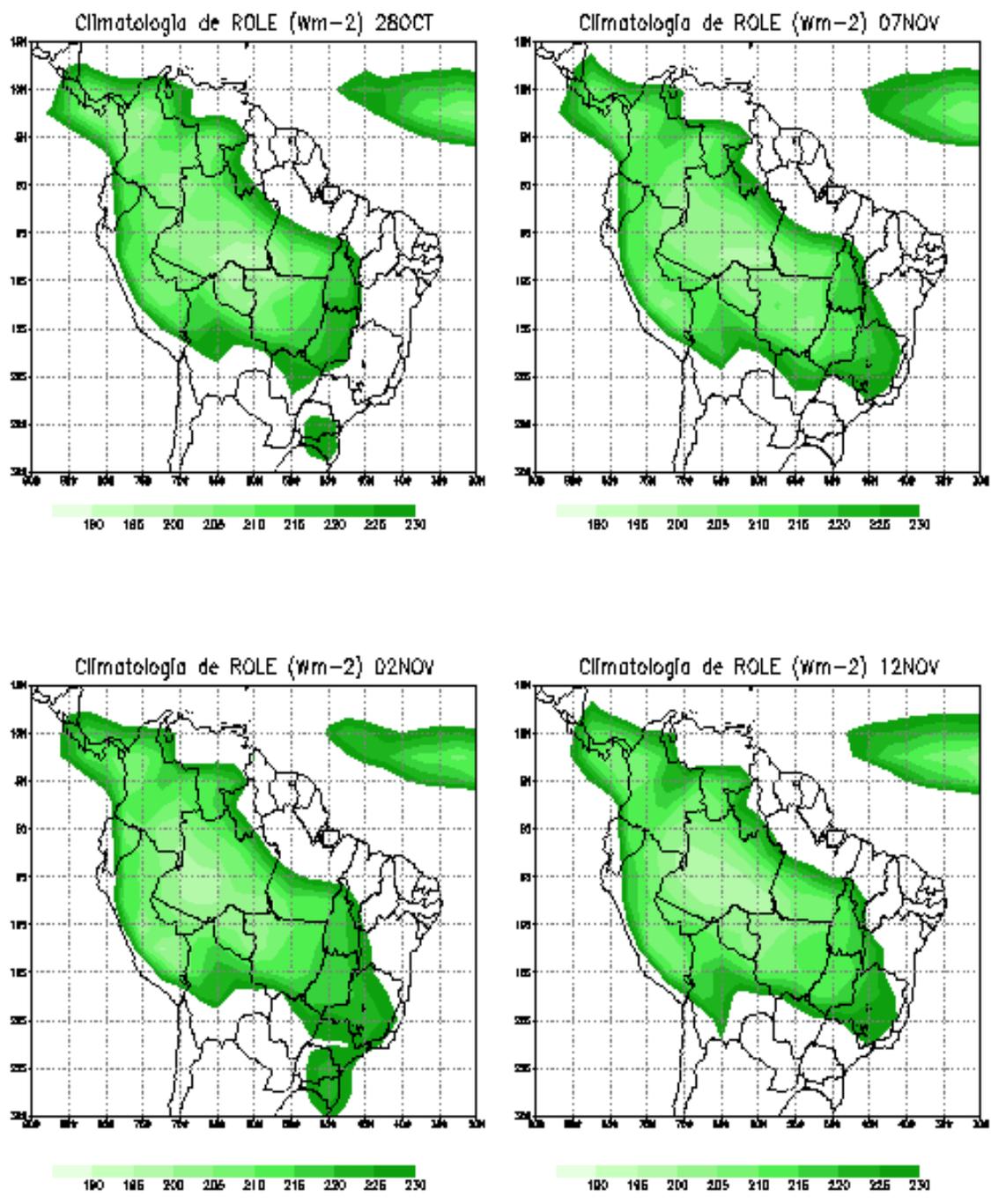


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

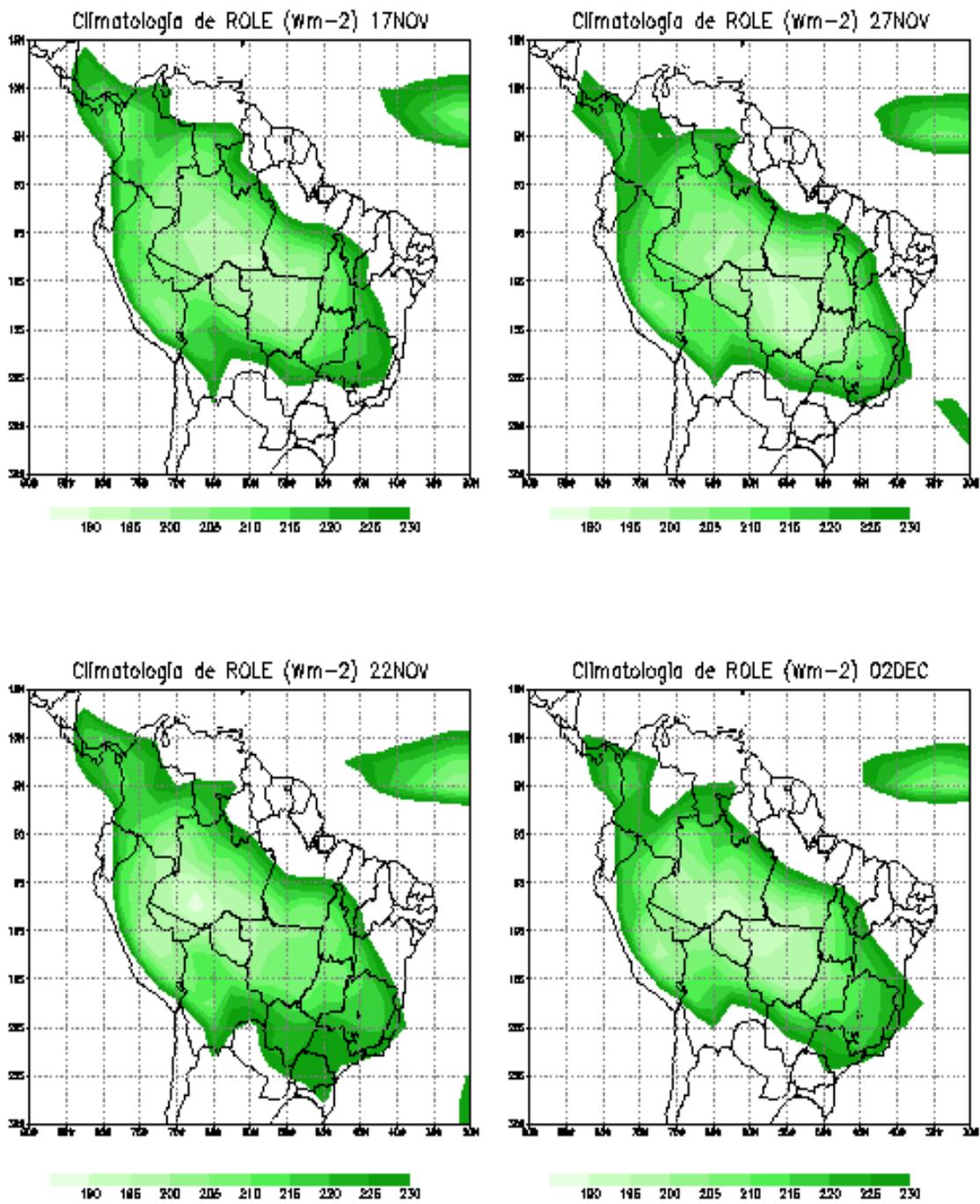


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

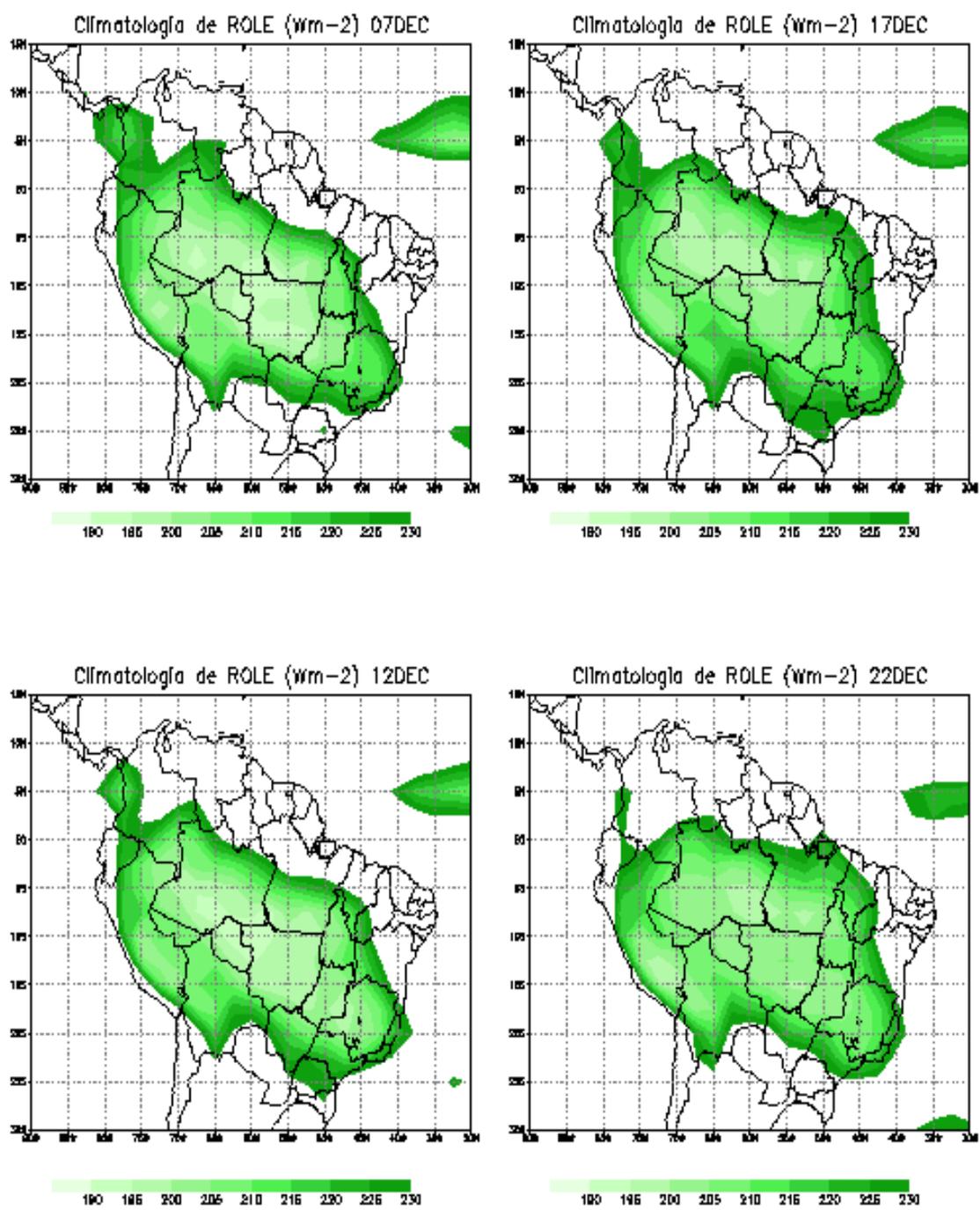


FIGURA C-1. (continuação)
(continua)

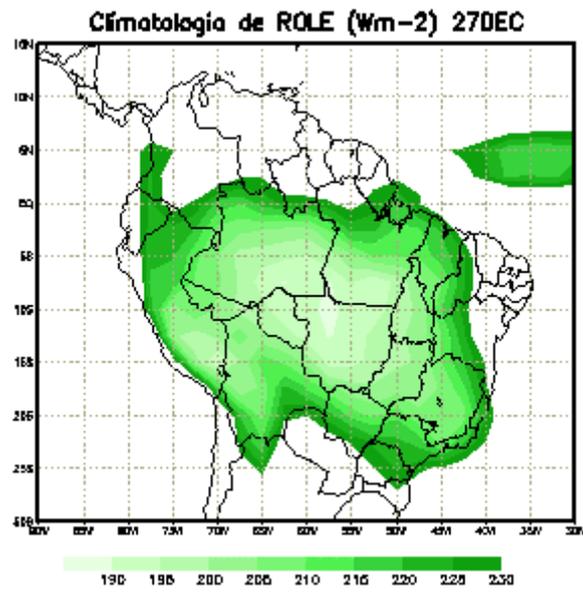


FIGURA C-1. conclusão

APÊNDICE D

Teste de Student's

O significado estatístico de um resultado é uma medida de quanto este é verdadeiro ou do quanto este representa uma população, ou seja, o valor do p-nível representa uma medida da confiabilidade de um determinado resultado, ou ainda, o p-nível representa a probabilidade do erro que é envolvido em aceitar um resultado como verdadeiro, ou representante de uma população, Wilks (1995). Por exemplo, um p-nível de 0,05 indica que existe uma probabilidade de 5% que a correlação encontrada entre as variáveis anomalias de precipitação e TSM seja um “blefe”, ou ainda existe 95% de chance que este resultado tenha consistência.

Quando o método de composto é realizado com amostras de apenas uma população e sendo esta amostra suficientemente grande é igual a média da população, a distribuição de Student's pode ser aproximada para uma distribuição normal, então a distribuição de Student's é dada pela expressão:

$$t = (X_m - m_i) * [S_p^2 * (n_1^{-1} + n_2^{-2})]^{-1/2}$$

Onde $S_p^2 = (S_1 + S_2) / (n_1 + n_2 - 1)$

Onde X_m e m_i são a média da população e da amostra, respectivamente, S_1 e S_2 o desvio padrão da amostra e da população, respectivamente e n_1 e n_2 o tamanho da amostra e da população, respectivamente.

Sendo t calculado menor que t estabelecido para um determinado nível de significância, aceita-se a hipótese de que o composto representa a população, caso contrário esta será rejeitada.

