

## A INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TSM DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO SOBRE AS CHUVAS DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL<sup>(1)</sup>

JOSÉ AUGUSTO PAIXÃO VEIGA<sup>2</sup>, JOSÉ ANTONIO MARENGO ORSINI<sup>3</sup> E  
VADLAMUDI BRAHMANANDA RAO<sup>3</sup>

<sup>2</sup> Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE),  
São José dos Campos-SP, Brasil

<sup>3</sup> Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE),  
Cachoeira Paulista-SP, Brasil

### RESUMO

Foram utilizados dados de Radiação de Onda Longa (ROL), Temperatura da Superfície do Mar (TSM) a partir do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e dados médios mensais de precipitação para 22 postos meteorológicos numa área onde atua o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). A climatologia de precipitação mostrou que a área escolhida para o estudo apresenta dois regimes bem definidos de precipitação: um chuvoso (dezembro, janeiro e fevereiro) e outro seco (junho, julho e agosto). A climatologia mostrou que, durante os meses de setembro a fevereiro, o total mensal de chuva pode alcançar 80% do total anual. Quanto às datas de início e fim da estação chuvosa estimadas por climatologia de pentadas de ROL, os campos mostraram que os postos meteorológicos localizados ao nordeste da área de estudo apresentam períodos chuvosos mais curtos que os demais. Foi observado que sobre o Oceano Pacífico existem três extensas áreas de influência sobre as chuvas de monção na América do Sul. Tais áreas podem influenciar as chuvas de monção devido à propagação de ondas de Rossby que influenciam a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Com relação ao Oceano Atlântico, a região de correlação negativa entre as anomalias de TSM e as chuvas na área compreendida entre 5°S e 20°S pode ser explicada através da intensificação dos ventos associados às anomalias de TSM, as quais intensificam o transporte de umidade para dentro do continente, causando um aumento das chuvas. Além disso, temos um possível efeito da convecção e liberação de calor latente da Amazônia que, junto à 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.

**Palavras-chave:** Monção da América do Sul, variabilidade climática.

### ABSTRACT: TOWARD OF THE INFLUENCE OF THE PACIFIC AND ATLANTIC SSTs ANOMALIES ON THE SOUTH AMERICA MONSOON RAINFALL

Monthly outgoing long wave radiation (OLR), sea surface temperature (SST), and rainfall from 22 meteorological stations in central-eastern South America were used to identify the rainfall characteristics of the South American Monsoon system (SAMS). The 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 OLR pentad climatology showed that on the northeastern part of the monsoon area, rainy seasons are shorter as compared to the rest of the region. The correlation analysis between sea surface temperature anomalies and rainfall in the monsoon area, represented by the Summer Monsoon Rainfall Index (SMI), showed that both Atlantic and Pacific affect the variability of rainfall on the region. In the Pacific, 3 areas that may exert some influence on the SMI were identified. This influence can be related to an atmospheric-oceanic coupling, that favors the propagation of Rossby waves that affect the South Atlantic Convergence Zone and possibly the monsoon rainfall variability. 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.

**Key-words:** South America Monsoon System, climate variability.

<sup>(1)</sup> Submetido em agosto/2001; aceito em agosto/2002

## 1. INTRODUÇÃO

Sabe-se que a região tropical apresenta os maiores valores de insolação, e o deslocamento de um hemisfério para o outro dessa máxima insolação causa mudanças nos regimes do vento e precipitação, trazendo significantes efeitos à vida, economia e costumes da população. Em algumas regiões tropicais, o vento é consistente numa direção durante uma parte do ano, podendo enfraquecer ou soprar em diferentes direções no restante do ano. Essa mudança regular e sazonal na direção e velocidade do vento é chamada monção (RAMAGE, 1971). Os continentes da Ásia e Austrália experimentam bem as características monçônicas; contudo, o sistema de monção engloba não apenas a regular mudança na direção dos ventos de um ano para outro, mas também envolve as perturbações no padrão

de circulação em escalas planetária, sinótica e de mesoescala associadas a ele (HALLEY, 1686).

O Sistema de Monção da América do Norte (SMAN) é uma importante característica do clima de verão do sudoeste dos Estados Unidos da América (EUA) e do noroeste do México (Figura 1). A atividade monçônica sobre a área 1 tem início em julho e vai até setembro, com a quantidade de chuvas nesse período atingindo quase 80% do total anual (DOUGLAS et al., 1993). Barlow et al. (1997) consideraram a América do Norte-Central como uma região de monção 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 e os ventos em superfície no norte do Golfo da Califórnia experimentam uma reversão sazonal.

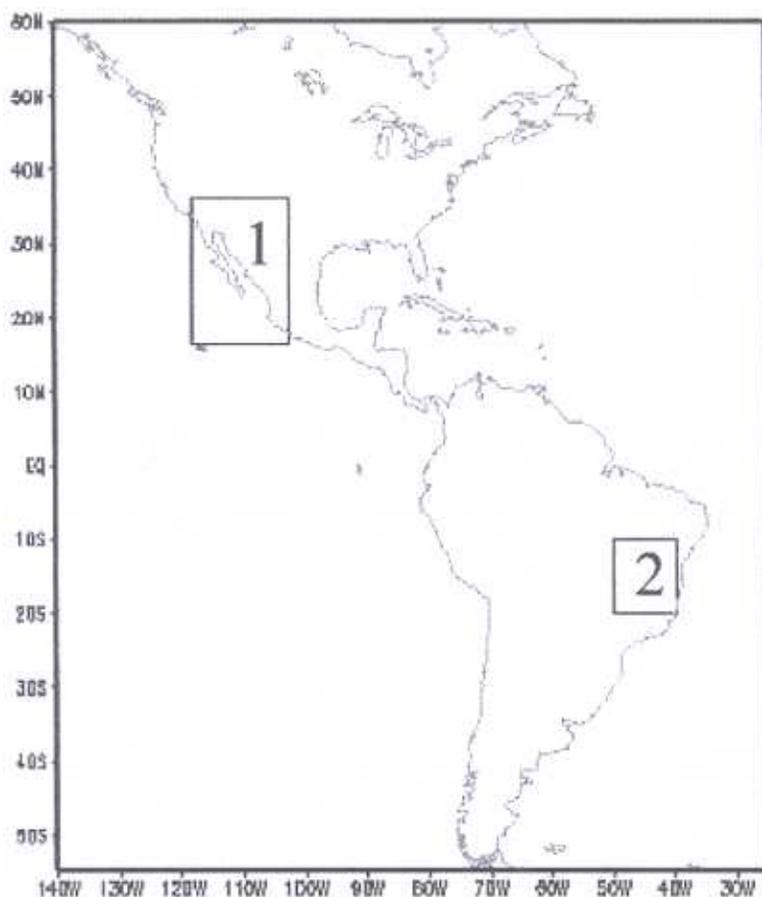


Figura 1- Representação regional das áreas de monção da América do Norte (1) e da América do Sul (2).

Segundo Whittaker e Horn (1981), e Parket et al. (1989), a evolução do *SMAN* pode ser caracterizada em termos das fases de desenvolvimento, maturidade e decaimento. O início das chuvas da monção mexicana é caracterizado pela ocorrência de grande quantidade de chuvas sobre o Sul do México. Durante a fase madura (julho-agosto), o *SMAN* está completamente desenvolvido e pode ser observado através da evolução sazonal da precipitação sobre o continente (HIGGINS et al., 1997).

A América do Sul, por outro lado, apresenta um sistema de monção que possui diferentes configurações em relação ao tamanho, local e orientação do continente e posição dos oceanos. Na Ásia e Austrália, a distribuição dos oceanos possui uma orientação aproximadamente norte-sul, com continente ao norte e oceano ao lado sul. Na América do Sul, a orientação do continente dá-se 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 sobre a América do Sul a extensão dos complexos montanhosos é norte-sul. As maiores extensões continentais da América do Sul estão nas baixas latitudes, enquanto na América do Norte a extensão continental está mais centrada em médias e altas latitudes. Em virtude dessas diferenças, os padrões de circulação e as condições atmosféricas possuem diferenças significativas.

Realizando um estudo do balanço de energia sobre o Altiplano da Bolívia, durante o mês de janeiro de 1979, Rao e Erdogan (1989) 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. Os autores 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 ( $400-600 \text{ mm/mês}$ ) foi maior do que sobre o platô tibetano ( $150-200 \text{ mm/mês}$ ). Eles então sugeriram que uma circulação monçônica sobre a América do Sul ocorreria devido ao forte aquecimento sobre o platô Altiplano.

Sobre a América do Sul, em um estudo de caso para o verão de 1989-1990, Zhou e Lau (1998) indicaram a existência de um regime de circulação monçônica de verão que é induzido pelo forte aquecimento diabático sobre a América do Sul subtropical (Platô Altiplano), e relataram as seguintes características desse sistema: 1) No final da primavera, o início da monção é acompanhado pela aparição de dois jatos de oeste em altos níveis, um nos subtrópicos e outro na região subpolar. 2) Durante a fase madura da monção, uma zona de grande quantidade

de chuva move-se sobre o Platô Altiplano e parte Sul do Altiplano brasileiro. 3) O fim das chuvas de monção ocorre no final do verão e é acompanhado por um remanescente jato de oeste em médias latitudes, ao mesmo tempo em que é observada a diminuição no "fornecimento" da umidade provinda da Amazônia e Oceano Atlântico.

Sendo a América do Sul uma região caracterizada por um sistema de monção ainda pouco conhecido, o presente trabalho tem os objetivos de: 1) Identificar uma área na América do Sul que apresente semelhança, com relação ao regime das chuvas de monção, à regiões monçônicas da Ásia, América do Norte e América Central. 2) Analisar o início e o fim das chuvas de monção, bem como estudar as suas variações interanuais e observar suas relações com a temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

## 2. Dados e metodologia

Os seguintes dados são utilizados neste estudo:

1. Radiação de Onda Longa (*ROL*) e Temperatura da Superfície do Mar (*TSM*) para as bacias do Atlântico (norte e sul) e do Pacífico (norte e sul), obtidos a partir das reanálises do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). Os dados de *TSM* estão em uma resolução de  $2^\circ$  para ambas latitude e longitude, num período de 1950 a 1994.

2. Dados de precipitação (total mensal e anomalias normalizadas), obtidos a partir da rede de pluviômetros do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) para os anos de 1960 a 1994, são utilizados para avaliar a variabilidade, distribuição e o padrão das chuvas de monção na região de estudo, sendo 22 postos meteorológicos escolhidos para representar a climatologia da região.

### a. A Radiação de Onda Longa (*ROL*)

Com o objetivo de determinar as datas de início e fim das chuvas de monção e verificar os padrões de precipitação e suas variabilidades, foram feitas médias de cinco dias (pêntadas) para os registros diários de *ROL* em um espaçamento de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  de latitude e longitude para um período de 24 anos (1974-1998) e calcularam-se as pêntadas climatológicas (TABELA 1). O dia 29 de fevereiro foi incluído na décima segunda pêntada (25 de

fevereiro a 1º de março) para os anos bissextos. Para a determinação do início e fim das chuvas de monção na região de atuação da *MVAS*, foi escolhido o limite de 240

$Wm^2$  (KOUSKY, 1988) para identificar as pântadas de início e fim das chuvas de monção.

TABELA 1 - 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.		

### b. A determinação das datas de início e fim das chuvas de monção

As datas do início das chuvas de monção são caracterizadas da seguinte maneira (segundo KOUSKY, 1988):

1- quando os valores de *ROL* forem menores do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ ;

2- se houver 12 pênaldas precedentes a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo que em pelo menos 10 dessas pênaldas o valor de *ROL* tem de ser maior do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ ;

3- se houver 12 pênaldas sucessivas a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo que em pelo menos 10 dessas pênaldas o valor de *ROL* tem de ser menor do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ .

As datas do fim das chuvas de monção são caracterizadas da seguinte maneira:

1- quando os valores de *ROL* forem maiores do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ ;

2- se houver 12 pênaldas precedentes a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo que em pelo menos 10 dessas pênaldas o valor

de *ROL* tem de ser menor do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ ;

3- se houver 12 pênaldas sucessivas a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo que em pelo menos 10 dessas pênaldas o valor de *ROL* tem de ser maior do que  $240 \text{ Wm}^{-2}$ .

### c. A climatologia das chuvas na região afetada pela MVAS

Com base nas características do regime de monção de verão da América do Sul, comentadas nos trabalhos de Kousky (1999); Zhou e Lau (1998); e Magaña e Webster (1998), selecionou-se uma região que é influenciada pela MVAS e que apresenta um padrão de precipitação semelhante ao de uma região monçônica do sudeste da Ásia. Dessa forma, a região selecionada compreende uma área entre as latitudes de  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$  S e longitudes de  $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$  W (Figura 2). Esta área engloba grande parte da região central do Brasil que, por sua vez, é caracterizada pela ocorrência de grande quantidade de chuvas durante o verão e seca no inverno (RAO et al., 1996).

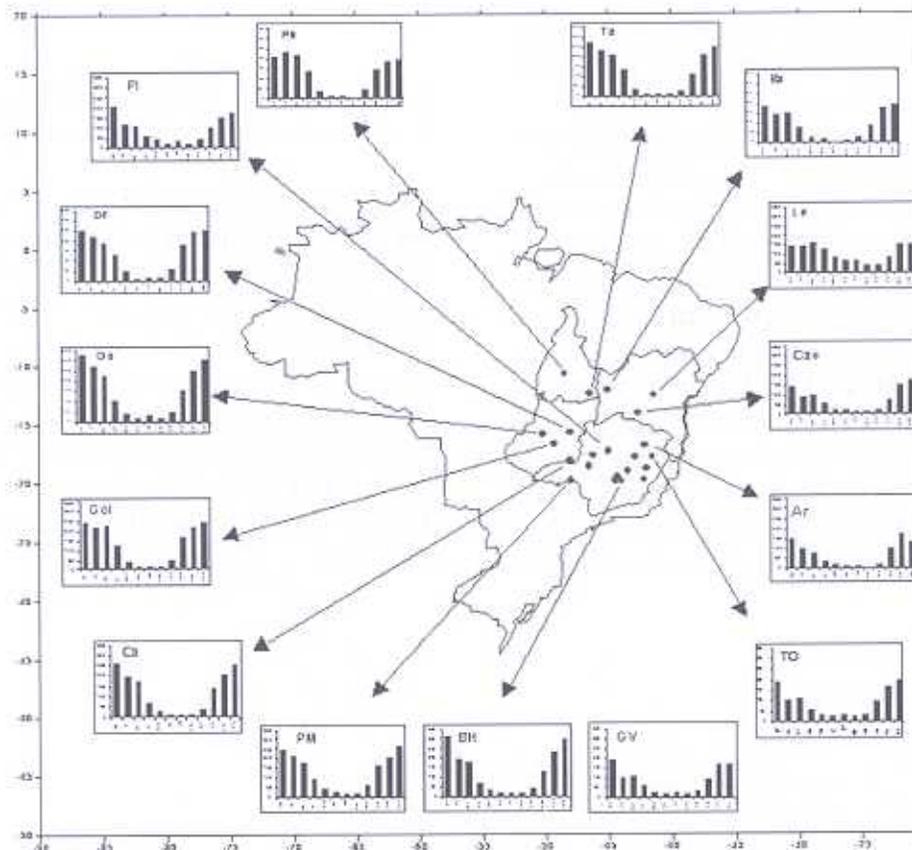


Figura 2- Mapa com a localização das estações e suas devidas climatologias dentro da região de atuação da MVAS. As figuras estão representadas por suas iniciais: Governador Valadares (GV), Belo Horizonte (BH), Patos de Minas (PM), Catalão (Ca), Goiânia (Goi), Goiás (Go), Distrito Federal (DF), Pirapora (Pi), Porto Nacional (PN), Taguatinga (Ta), Barreiras (Ba), Lençóis (Le), Caetite (Cae), Aracua (Ar) e Tocantins (TO).

A Figura 2 mostra o padrão climatológico de 15 dos 22 postos meteorológicos escolhidos para representar o padrão das chuvas de monção da América do Sul. Pode-se observar que a maioria dos postos meteorológicos apresenta dois períodos bem definidos; um chuvoso, que ocorre de outubro a março, e outro seco, que vai de abril a setembro. Apesar de as localidades de Caetite, Governador Valadares e Lençóis não apresentarem uma estação seca e chuvosa bem definida, pode-se observar que, nessas localidades, a maior contribuição mensal das chuvas na região ocorre nos meses de verão, o que não descaracteriza essa região com relação à semelhança (precipitação) que esta apresenta com as áreas de monção do sudeste da Ásia.

#### d. O Índice de Chuva de Monção

Foi necessária a escolha de um índice que representasse o padrão e a variabilidade das chuvas de monção. Tendo em vista sua grande utilidade em representar bem uma área, vários pesquisadores usaram índices de chuva (PARTHASARATHY, et al., 1992; RAO, et al., 1999), circulação (WEBSTER e YANG, 1992) e convecção (WANG e ZEN, 1999) em regiões monçônicas, para simplificar a análise dos dados.

Para facilitar o entendimento da relação entre as chuvas de monção e a TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico, foi verificada a máxima contribuição percentual de chuva para períodos trimestrais (DJF, MAM, JJA e SON). O trimestre de DJF, climatologicamente, foi o que apresentou a maior contribuição percentual de chuva para os 22 postos meteorológicos. A partir daí, calculou-se o Índice de Chuva de Monção (ICM) que representa a contribuição média de chuva para DJF de todos os 22 postos meteorológicos (precipitação normalizada).

Para o cálculo do ICM, fez-se a média dos valores de chuva de DJF dos 22 postos meteorológicos, o desvio-padrão e as anomalias normalizadas (equação

1).

$$ICM = \left[ \frac{CV - \overline{CV}}{DP(CV)} \right] \quad (1)$$

onde:

CV: Valor das chuva para DJF para cada posto meteorológico;

$\overline{CV}$ : Valor climatológico das chuvas para DJF para cada posto meteorológico;

DP:.....Desvio-padrão.

Qual dos oceanos, Atlântico ou Pacífico, e quais regiões desses oceanos podem influenciar as chuvas de monção? No esforço de tentar responder a essa questão, correlacionaram-se os ICMs linearmente com a média trimestral das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico entre 20° N-30° S e 0°-120° E, sendo esta correlação feita em intervalos de tempo simultâneo (dezembro a fevereiro) e defasados (julho a janeiro).

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 A variação anual do campo de ROL sobre a América do Sul e região de atuação da MVAS

Com a intenção de observar-se a climatologia das chuvas usando dados de ROL, produziram-se as Figuras 3a e 3b para mostrar o deslocamento médio mensal das atividades convectivas em grande escala que ocorrem sobre o continente sul-americano. A partir da Figura 3a, pode ser observado que a Banda de Convecção Profunda em Grande Escala (BCPGE), que está indicada pelos valores de ROL abaixo de 220 Wm<sup>-2</sup>, está localizada sobre a Colômbia, durante setembro, e avança em direção sudeste, durante os meses de outubro e novembro.

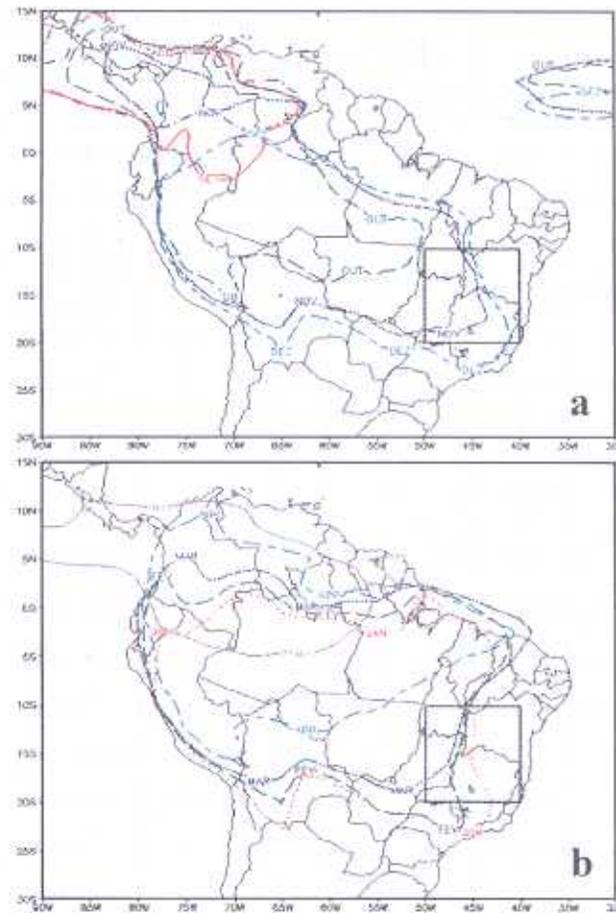


Figura 3- Evolução da média mensal climatológica (1974-1998) do campo de Radiação de Onda Longa (os contornos são de  $220 \text{ W m}^{-2}$ ) para os meses de janeiro a maio (a) e agosto a dezembro (b). A região de atuação da MVAS pode ser identificada pela área dentro do quadrado.

Observa-se também que, à medida que se aproxima dezembro, mês no qual a *BCPGE* alcança sua posição mais ao sul, a área de atuação dessa convecção se expande sobre a América do Sul e estende-se sobre grande parte do Brasil, seguindo desde a Amazônia até o sudeste brasileiro. O rápido deslocamento noroeste-sudeste da *BCPGE*, a partir de setembro, indica o início da monção e dá início a significativa contribuição de chuvas sobre a Amazônia, a partir de outubro, e na região de estudo, a partir de novembro.

A partir de fevereiro (decaimento da monção), na região de atuação da *MVAS*, observa-se um deslocamento sudeste-noroeste da *BCPGE*, indicando a fase de decaimento da monção. Com o deslocamento desta intensa convecção, a região de atuação da *MVAS* experimenta o início do seu período seco (mínimo valor percentual de chuva). Dois aspectos interessantes são observados: o primeiro é com relação ao lento deslocamento para noroeste das atividades convectivas durante a fase de decaimento das monções, no período de dezembro a maio; e o segundo é com relação à rápida

intrusão das atividades convectivas, provindas da América Central para dentro do continente, a partir do mês de setembro. A rápida intrusão da *BCPGE* na América do Sul, durante os meses de verão, está diretamente ligada à abrupta entrada de umidade provinda do Oceano Atlântico equatorial e da região amazônica devido aos ventos alísios que, durante esta estação, em baixos níveis, convergem sobre o continente sul-americano. Como o continente está aquecido, a entrada de umidade faz com que ocorra uma grande liberação de calor latente devido à formação de grandes nuvens Cumulonimbus sobre o platô altiplano.

Com o objetivo de observar os padrões das chuvas de monção e suas variabilidades, os campos de *ROL* para a região onde atua a *MVAS*, foram produzidos para identificar o padrão das datas de início e fim das chuvas de monção. Outros autores usaram dados de *ROL* para verificar a climatologia de chuvas para a América do Sul (KOUSKY, 1988), e região global (ARKIN e MEISNER, 1987) e encontraram resultados semelhantes à climatologia de chuvas dessas regiões.

### 3.2 As datas de início e fim das chuvas de monção

Com os dados de climatologia pentadal de *ROL*, foram extraídos valores dessas pântadas sobre cada posto meteorológico, 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, obtidos sobre as coordenadas de cada uma das 22 estações que apresentam valores médios mensais de precipitação.

O início das chuvas de monção, como pode ser observado através da Figura 4a, ocorre 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 de monção 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 do fim de outubro (pântadas 59 e 60). Como pode ser verificado a partir da Figura 4a, a parte nordeste da região em que atua a *MVAS* possui as datas de início das chuvas de monção atrasadas em relação às demais localidades da parte sul e leste. Em outras palavras, nota-se que, na região em que atua a *MVAS*, existe uma pequena variabilidade espacial nas datas de início das chuvas de monção nas partes nordeste e demais áreas; além do mais, o início das chuvas de monção parece acontecer primeiro no leste e sul da região.

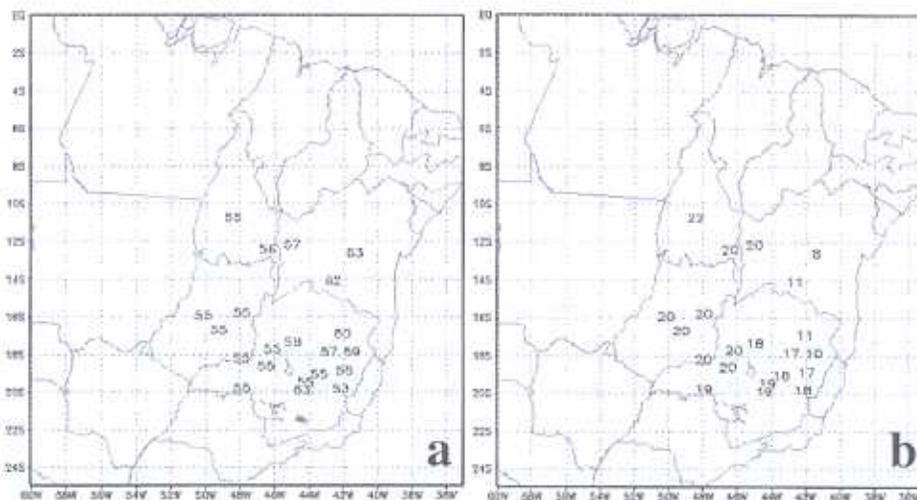


Figura 4- Pântadas climatológicas de radiação de onda longa (limite de  $240 \text{ Wm}^{-2}$ ) que representam as datas de início (a) e fim (b) das chuvas de monção na região de atuação da *MVAS*.

A partir da Figura 4b, observa-se que as localidades leste e oeste da região de estudo apresentam diferentes datas do fim das chuvas de monção. No nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia, o fim das chuvas de monção (pântadas 10-11 e 8-14, respectivamente) ocorre primeiro do que nas demais localidades. Outro importante aspecto observado é que as localidades situadas na parte oeste apresentam um período de chuvas maior do que as demais. Isto pode ser explicado pelo simples fato de que a *BCPGE* permanece por mais tempo sobre a parte oeste, fazendo com que a região experimente um maior período de chuvas.

Para se ter uma idéia geral de como se dá a variabilidade nas datas de início e fim da estação chuvosa sobre a região de estudo, produziu-se a Figura 5, onde

primeiramente se calculou a média de *ROL* dentro da área de estudo para cada ano, e usando a metodologia de Kousky (1988), determinaram-se as datas de início e fim da estação chuvosa para cada ano. A região onde atua a *MVAS* apresenta uma grande variabilidade interanual nas suas datas de início e fim das chuvas de monção, sendo a maior variabilidade durante o início das chuvas de monção. Podemos também observar, através da Figura 5, que existe uma tendência ao atraso no início das chuvas de monção e uma tendência à diminuição do período dessas chuvas durante anos de El Niño; tais resultados são semelhantes ao que acontece na Ásia, isto é, durante anos de El Niño, o período de chuvas de monção é menor (JU e SLINGO, 1995).

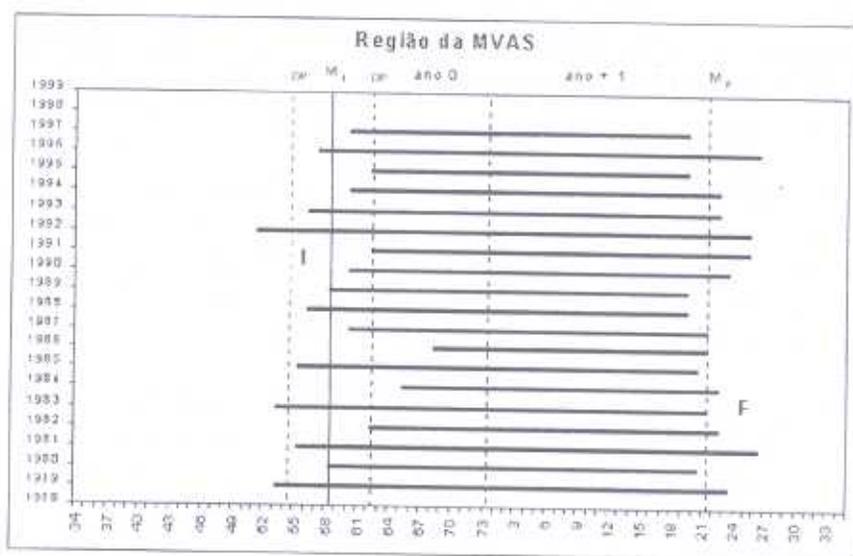


Figura 5- Variabilidade interanual das datas de início e fim das chuvas na região da MVAS. As barras horizontais indicam o comprimento da estação chuvosa, onde I representa o início e F o fim; as linhas verticais são: média das pênadas de início ( $M_i$ ), média das pênadas de fim ( $M_f$ ) e desvio-padrão das datas de início da estação chuvosa (DP).

### 3.3 O padrão das chuvas de monção da América do Sul

A Figura 6 foi produzida para mostrar os valores percentuais da contribuição das chuvas de monção 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). Na Figura 6, pode-se observar que a região de atuação da MVAS não apresenta uma distribuição uniforme das chuvas ao longo das quatro estações.

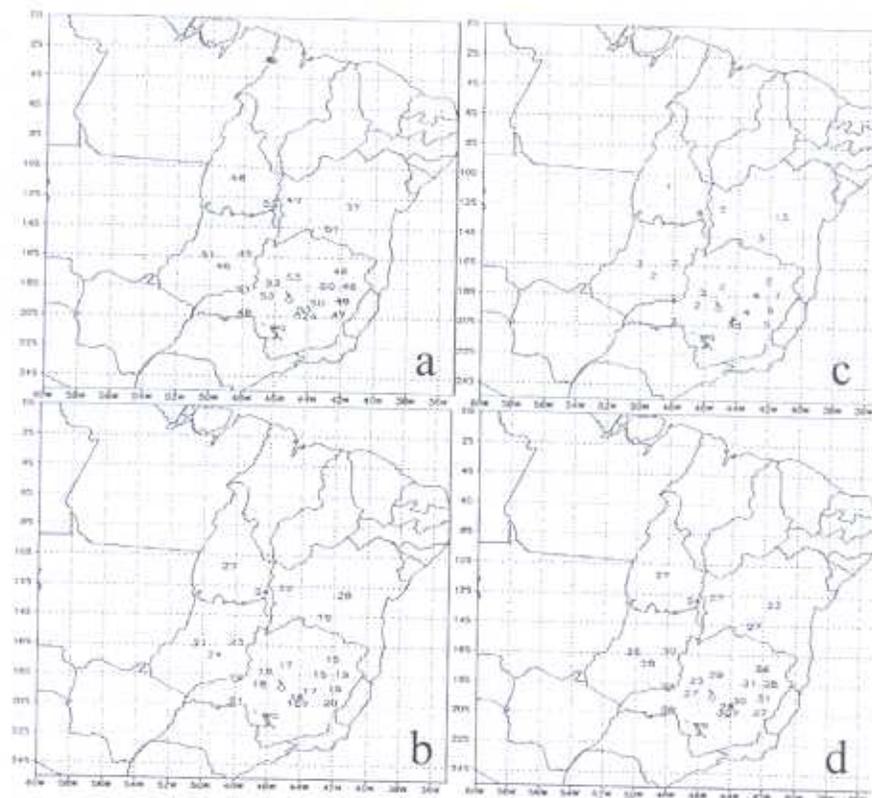


Figura 6- Contribuição percentual de chuva em relação ao total anual para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d), para a região da MVAS.

Nota-se que só no trimestre mais chuvoso (DJF), a maior parte da região apresenta uma contribuição percentual de aproximadamente 50% em relação ao total anual (climatológico), ficando claro que a maior contribuição das chuvas de monção está contida durante uma única estação (verão). Essa grande quantidade de chuvas pode ser explicada pelo simples fato de que, durante o verão, a ZCAS, a Alta da Bolívia e os vórtices ciclônicos dos altos níveis (VCANs) apresentam-se como os principais sistemas causadores de chuva na área de estudo.

Durante o outono, fase na qual a *MVAS* começa a enfraquecer-se, o percentual de chuva dentro desse trimestre apresenta uma considerável diminuição na contribuição percentual de chuvas em toda a região (Figura 6b). A considerável queda na contribuição percentual de chuvas durante esse período pode estar diretamente ligada ao enfraquecimento da energia solar sobre o continente e à menor quantidade de vapor d'água transportado pelos jatos de baixos níveis, ao leste dos Andes, que, durante este período, estão mais fracos do que no verão (ZHOU e LAU, 1998; e KOUSKY, 1999; MARENGO, et al., 2002).

Para o trimestre de JJA, a contribuição percentual média de chuva na região é mínima (Figura 6c). A baixa contribuição percentual de chuvas no inverno deve-se à ausência dos principais sistemas causadores de chuvas (ZCAS, Alta da Bolívia, VCANs e JBNs) e à baixa umidade. Esse é o período em que a região apresenta sua fase mais escassa de chuvas, alcançando percentuais mínimos de aproximadamente 3% a 4%.

O quarto trimestre (setembro, outubro e novembro) é o período do início das chuvas de monção (Figura 6d), e constitui a fase onde a *MVAS* começa a atuar sobre o noroeste da América do Sul, Amazônia e região de estudo. É notável que os valores de contribuição percentual de chuvas começam a aumentar consideravelmente em relação ao trimestre anterior. Durante a primavera, os alísios de nordeste oriundos do Saara e que cruzam o Oceano Atlântico equatorial

começam a invadir o continente (Figuras 11 e 12 de ZHOU e LAU, 1998) e chegam ao leste dos Andes durante o final da primavera e início do verão, trazendo umidade para este continente e, conseqüentemente, chuvas para a região (ZHOU e LAU, 1998 e 2001).

Os 34 valores de *ICM* para o período de 1961 a 1994, que mostram a variabilidade das chuvas dentro da região de atuação da *MVAS*, foram correlacionados aos dados de anomalias de *TSM* em cada ponto de grade ( $2^\circ \times 2^\circ$ ) da área oceânica, possibilitando, assim, a observação das áreas oceânicas 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 significativas entre as anomalias de *TSM* e as chuvas de monção.

### 3.4 Relações entre as chuvas de monção de verão e a TSM

Para avaliar a relação estatística entre as anomalias de *TSM*, em intervalos simultâneo e defasados, e as chuvas de monção utilizando o *ICM*, o teste de significância *t* de Student foi usado. A Figura 7 mostra os campos de correlações lineares entre as anomalias de *TSM* sobre o Oceano Pacífico para os meses de SON (a), OND (b), NDJ (c), DJF (d) e o *ICM* (DJF). As regiões sombreadas são as que apresentam as maiores significâncias estatísticas com valores de 95% e 99%. A Figura 7a mostra a presença de seis áreas de significante influência, quatro no Oceano Pacífico e duas no Oceano Atlântico, sobre as chuvas de monção. Sobre o Pacífico, as quatro áreas de influência posicionam-se: a) uma na costa oeste do Chile (*COC*), alongando-se para oeste (correlação positiva); b) uma na área do Niño 3.4 (correlação positiva); e c) dois núcleos positivos sobre o nordeste da Austrália e outra próxima ao Pacífico sul-central.

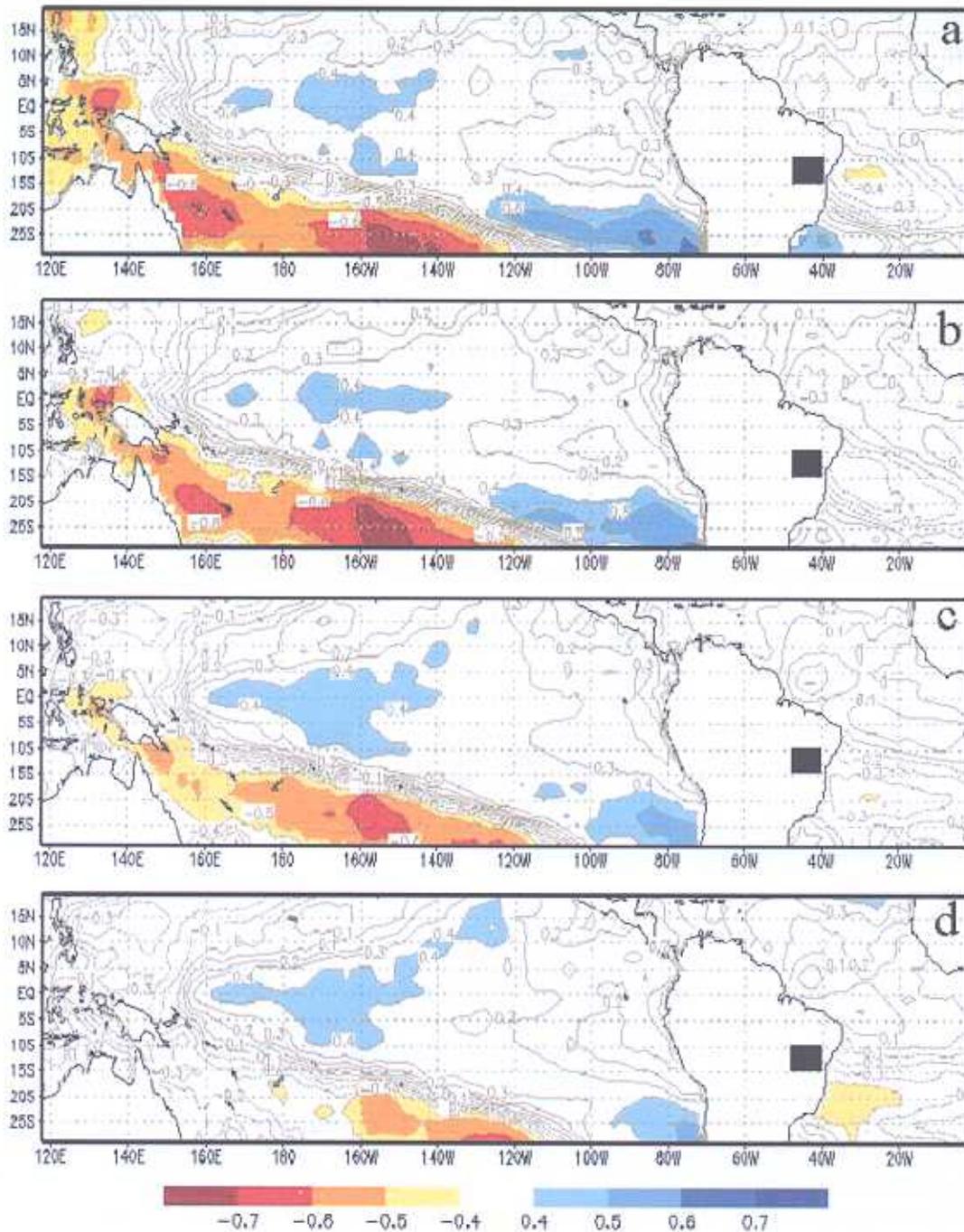


Figura 7- Correlação entre o ICM e as anomalias de TSM para setembro, outubro e novembro (a), outubro, novembro e dezembro (b), novembro, dezembro e janeiro (c) e dezembro, janeiro e fevereiro (d); as áreas sombreadas, positivas e negativas, representam 95% (0,31) e 99% (0,45) de significância e grau de liberdade igual a 34.

A área de correlação positiva sobre a região do Niño 3.4, aparentemente, não sofre influência com o passar do tempo, indicando que esta área apresenta grande influência nas chuvas de monção da América do Sul. Por outro lado, as áreas de correlação negativa que tangenciam a posição climatológica da Zona de Convergência do Pacífico Sul (Figuras 7a, 7b e 7c),

apresentam padrão semelhante ao das regiões de correlação positiva, isto é, a única área que parece permanecer, sem mudanças com relação à área de atuação (estável), é a região do Pacífico sul-central.

Sobre o Oceano Atlântico, as duas áreas de maior significância estatística apresentam sinais opostos de correlação (tipo dipolo) durante os meses de SON (Figura

7a) e, com a chegada do verão, esta configuração dá lugar a uma área de correlação negativa sobre o sudeste do Brasil (Figura 7d). Isto indica uma grande dependência das chuvas de monção para com as anomalias de *TSM* sobre a região do Atlântico Sul.

As chuvas de monção são influenciadas pelas anomalias de *TSM* do Oceano Pacífico devido à teleconexão existente entre este oceano e a América do Sul, o que poderia ser explicado por um padrão de ondas de verão geradas no Pacífico oeste que se desloca até a região de monção após passar pelo extremo sul da América do Sul, similar ao padrão de ondas de Rossby, indicado por Liebmann et al. (1998). Ainda assim, as forçantes locais, tais como o aquecimento solar e o transporte de umidade da Amazônia e Oceano Atlântico para a região, contribuem bastante para a variância das chuvas de monção.

Uma relação entre as chuvas de monção acima da média e anomalias negativas de *TSM*, na região do Atlântico tropical, pode ser devida a intensificação dos alísios próximo à região. Isso é possível devido às anomalias negativas de *TSM* intensificarem a Alta subtropical do Atlântico Sul, o que causaria um aumento no transporte de umidade para a região de monção que estaria relativamente mais quente, fazendo com que as chuvas aumentem devido ao aumento do gradiente de temperatura entre o continente e o oceano. A Figura 8 mostra as áreas nas quais as chuvas de monção são mais bem correlacionadas com as anomalias de *TSM* sobre o Oceano Pacífico e Atlântico. A partir desta Figura, observa-se que as regiões delimitadas não são as que mais induzem à variabilidade nas chuvas de monção na região de estudo.

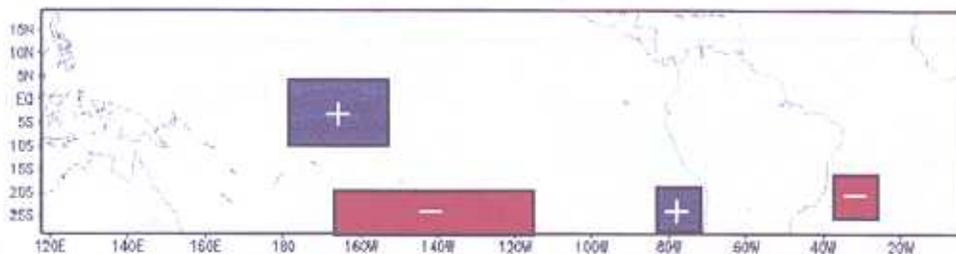


Figura 8- Regiões que apresentam os maiores coeficientes de correlação entre o ICM (DJF) e as anomalias de *TSM* sobre o Oceano Pacífico e Atlântico. O "+" e "-" indicam os sinais das correlações.

#### 4. CONCLUSÕES

O campo de *ROL* evidenciou as variabilidades das atividades convectivas em escalas intrasazonais e sazonais, basicamente a partir do noroeste da Amazônia ao sudeste do Brasil. Através das pântadas de *ROL*, observou-se uma grande variabilidade nas datas de início e fim das chuvas de monção bem como o período de duração destas chuvas. A variabilidade das chuvas de monção da AS apresenta associações com os eventos El Niño e La Niña da mesma forma que a monção da asiática se relaciona com estes dois fenômenos, isto é, em anos de El Niño, as chuvas de monção iniciam-se mais tarde e, em anos de La Niña, as chuvas são antecipadas. Contudo, o oceano Atlântico também exerce um papel fundamental na intensidade das chuvas de monção da AS. Quando o Oceano Atlântico Sul apresenta anomalias negativas de *TSM*, o gradiente entre continente e oceano aumenta, a alta subtropical do Atlântico Sul intensifica-se e o transporte de umidade para o continente aumenta, fazendo com que as chuvas de monção da AS sejam mais intensas.

Os campos de correlação entre índices de chuvas de monção (*ICM*) e anomalias médias de *TSM* dos Oceanos Atlântico e Pacífico, em intervalos de tempo simultâneos e defasados, mostram a existência de quatro áreas sobre o Pacífico e Atlântico tropical que exercem influência sobre as chuvas de monção da América do Sul, sendo elas: parte central-sul; Niño 3.4; *COC*; e costa sudeste do Brasil. O fenômeno das teleconexões (WALLACE e GUTZLER, 1981 e HOSKINS e AMBRIZZI, 1993 e FIGUEROA, 1997) é um dos principais motivos pelos quais as anomalias de *TSM* do Pacífico influenciam as chuvas de monção na América do Sul, uma vez que essas ondas se propagam e alcançam a América do Sul, influenciarão a intensidade da ZCAS e do vórtice ciclônico de altos níveis, e, dessa forma, irão interagir com a convecção na área da *MVAS*. No caso da área de influência do Oceano Atlântico, as chuvas seriam influenciadas pela dinâmica local, ou seja, as anomalias negativas de *TSM* produziriam gradiente de temperatura oceano e continente mais forte e maior intensidade na circulação anticiclônica, aumentando o transporte de umidade para o continente e

conseqüentemente, aumentando a quantidade de chuvas na região da *MVAS*.

As correlações entre o Niño 3.4 e o *ICM* não são tão significativas, como acontece em regiões de alta previsibilidade como, por exemplo o Nordeste. Isto indica a importância dos efeitos regionais (convecção da Amazônia, variações intra-sazonais 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.

## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARKIN, P. E.; 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, p.51-74, 1987.
- BARLOW, M., SUMANT, N., ERNESTO, H. Evolution of the North American Monsoon System. *J. Clim.*, v.11, p.2238-2257, 1997.
- DOUGLAS, M. et al. The mexican monsoon. *J. Clim.*, v.6, p.1665-1677, 1993.
- FIGUEROA, S. N. **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos.** 1997. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.
- 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. R. Soc. London*, v.26, p.153-168, 1696.
- HIGGINS, R.; YAO, Y.; WANG, X. Influence of the north american monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. *J. Clim.*, v.10, p.2600-2622, 1997.
- HÖSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, v.50, p.1661-1671, 1993.
- JU, J. SLINGO, J., M. The Asia summer monsoon and ENSO. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v.121, p.1133-1168, 1995.
- KOUSKY, V. Pentad Outgoing Longwave Radiation Climatology for the South America Sector. *Rev. Bras. Meteorol.*, v.3, p.217-231. 1988
- KOUSKY, V. **The south american monsoon system.** Abstracts of meeting 10TH Global Change Conference, Dallas, Texas US, January, p.215-218, 1999.
- KUSUMA, G. GOSWAMI, B. Interannual Variations of Sea Surface Temperature over the Arabian Sea and the Indian Monsoon: A New perspective. *Mov. Wea. Rev.*, v.116, p.558-568, 1988.
- LIEBMANN, B.; et al. Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin. *J. Clim.*, v.11, p.2898-2908, 1998.
- MAGAÑA, V.; WEBSTER, P. Towards the prediction of monsoon variability: In: CLIVAR CONFERENCE, 1998, Paris.
- MARENGO, J.; DOUGLAS, M.; SILVA DIAS, P. The South American Low-Level Jet East of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. Aceito no *J. Geophys. Res.*, 2002.
- PARKER, S. et al. Climatology of 500 mb cyclones and anticyclones, 1950-1985. *Mon. Wea. Rev.*, v.117, p.558-570, 1989.
- PARTHASARATHY, B.; KUMAR, R.; KOTHAWALE, D. India Summer monsoon rainfall indices. *Meteorol. Mag.*, v.121, p.174-186, 1992.
- RAMAGE, C. **Monsoon meteorology.** New York: Academic Press, 1971. 269p.
- RAO, G. V.; ERDOGAN S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. *Boundary Layer Meteorol.*, v.46, p.13-33, 1989.
- RAO, V.; CAVALCANTI, I. F.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor

characteristics over South America. **J. Geophys. Res.**, v.26, p.539-551, 1996.

RAO, V.; SRINIVASA, R.; FRANCHITO, S. H. Decadal Variation of Atmosphere-Ocean Interaction in the Tropical Atlantic and its relationship to the Northeast Brazil Rainfall. **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, v.77, p.63-75, 1999.

WALLACE, J. M.; GUTZLER D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Mon. Wea. Rev.**, v.109, p.785-812, 1981.

WANG, B.; ZEN, F. Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v.80,

p.629-638, 1999.

WEBSTER, YANG, S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.118, p.877-926, 1992.

WHITTAKER, L., HORN, L. Geographical and seasonal distribution of North American cyclogenesis. **Mon. Wea. Rev.**, v.109, p.2312-2322, 1981.

ZHOU, J., LAU K. Does a Monsoon Climate Exist over South America?. **J. Clim.**, v.11, p.1020-1040, 1998.

ZHOU, J., LAU, K. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **Int. J. Clim.**, v. 21, p. 1623-1644, 2001.