



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16675-TDI/1622

**SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL:  
INÍCIO E FIM DA ESTAÇÃO CHUVOSA E SUA  
RELAÇÃO COM A ZONA DE CONVERGÊNCIA  
INTERTROPICAL DO ATLÂNTICO**

Sâmia Regina Garcia

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela  
Dra. Mary Toshie Kayano, aprovada em 08 de março de 2010

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.20.34>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO:****Presidente:**

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

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16675-TDI/1622

**SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL:  
INÍCIO E FIM DA ESTAÇÃO CHUVOSA E SUA  
RELAÇÃO COM A ZONA DE CONVERGÊNCIA  
INTERTROPICAL DO ATLÂNTICO**

Sâmia Regina Garcia

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela  
Dra. Mary Toshie Kayano, aprovada em 08 de março de 2010

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.20.34>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Garcia, Sâmia Regina.

G165si Sistema de monção da América do Sul: início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico / Sâmia Regina Garcia. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxx + 200 p. ; (INPE-16675-TDI/1622)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientadora : Dra. Mary Regina Kayano.

1. Sistema de monção. 2. América do Sul. 3. Zona de Convergência Intertropical. 4. Radiação de Onda Longa. 5. Calor atmosférico 6. Umidade atmosférica. I.Título.

CDU 551.58(8)

---

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

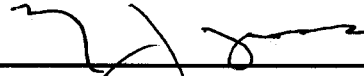
**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Meteorologia**

**Dr. José Antonio Marengo Orsini**




Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dra. Mary Toshie Kayano**



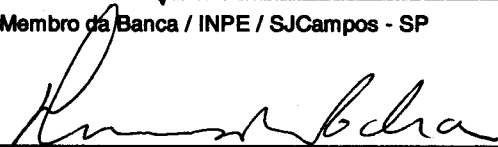
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

**Dr. Clóvis Angeli Sansigolo**



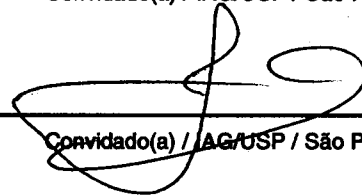
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

**Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha**



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

**Dr. Tércio Ambrizzi**



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

**Aluno (a): Sâmia Regina Garcia**

**São José dos Campos, 08 de março de 2010**



*“Quando uma criatura humana desperta para um grande sonho e sobre ele lança toda a força de sua alma...  
Todo o universo conspira a seu favor”.*

GOETHE





*A meus pais*  
**EDSON LUIS GARCIA e**  
**APARECIDA L. PÍCOLO GARCIA**



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a meus pais Edson e Cida pelo apoio dado aos meus estudos durante toda a minha vida e ao meu irmão Fúlvio e minha cunhada Alessandra.

À Dra. Mary Toshie Kayano pela orientação, paciência e conhecimento transmitido no desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu noivo Alan Calheiros pelo companheirismo, apoio, paciência e motivação a mim transmitidos, o que foi fundamental para a conclusão dessa etapa.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade e instalações oferecidas e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que viabilizou a execução da pesquisa através do suporte financeiro proporcionado.

À banca examinadora, composta pelo Dr. José Marengo, Dr. Clóvis Sansigolo, Dr. Tércio Ambrizzi e Dra. Rosmeri da Rocha, pelas sugestões para elaboração da versão final dessa Tese.

Aos amigos da pós-graduação pela solidariedade, apoio, motivação e pelos ótimos momentos vividos, em especial à Daniela de Azeredo França, Sheila Santana de Barros e Suelen Trindade Roballo, amigas que ficarão para sempre.

Aos amigos César Oliveira e Felipe Sena que nunca hesitaram quando solicitados em ajudar no apoio técnico que foi indispensável para este trabalho.

À Simone Umeno, Patrícia Ireno, Lílian Escobar, secretárias da Pós-Graduação que sempre ajudaram e apoiaram com carinho no que foram solicitadas.

A todos aqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram para minha experiência de vida e acadêmica no cumprimento dessa etapa.



## RESUMO

Aspectos físicos, dinâmicos e termodinâmicos relacionados ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) são investigados para o período de 1979-2006. Uma nova metodologia para determinar o Início e Fim da Estação Chuvosa (IEC e FEC, respectivamente) relacionada ao SMAS é desenvolvida com a utilização do campo anti-simétrico em relação ao equador de Radiação de Onda Longa ( $ROL_{ant}$ ) e, assim, um índice para monitoramento dessas datas é encontrado. A mudança de sinal de positivo para negativo (negativo para positivo) das médias espaciais do  $ROL_{ant}$  indicam o IEC (FEC) para regiões do SMAS. Análises de compostos de várias variáveis são executadas para as pântadas próximas ao IEC e FEC. Tais compostos mostram características consistentes da circulação atmosférica, fornecendo o embasamento físico necessário para a aplicação do método. Os modos dominantes de ROL são encontrados para a região da América tropical e do Atlântico adjacente, através da técnica de Funções Ortogonais Empíricas para o período de 1979-2006. Para tal análise, os dados de ROL são filtrados na banda de 0,4 a 1,2 anos utilizando a transformada de ondaleta. São encontrados três modos dominantes, chamados de: monçônico, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e simétrico, com os dois primeiros variando em uma escala anual e, o último, em uma escala semi-anual. Através de correlações defasadas das respectivas componentes principais com o campo de ROL filtrado na mesma escala, seus aspectos evolutivos são analisados. Assim, tem-se que o modo simétrico evolui independentemente e ilustra a transição da estação seca para estação chuvosa e vice-versa, enquanto os modos monçônico e ZCIT evoluem de um para o outro no período de um ano. Logo, a relação existente entre o SMAS e a ZCIT do Atlântico encontrada nas correlações é investigada através dos balanços de umidade e calor. Enquanto condições secas (úmidas) permanecem na região da ZCIT, indicadas por anomalias negativas (positivas) de advecção vertical de  $q$ , anomalias positivas (negativas) de resíduo, anomalias positivas (negativas) do termo adiabático e anomalias negativas (positivas) do termo diabático, não se observa o início (fim) da atividade convectiva nas regiões do SMAS. O fim das condições secas (úmidas) na defasagem 20 (56) pântadas na região da ZCIT é indicado pelo máximo de anomalias positivas (negativas) da tendência de  $q$  e  $T$ , quando condições úmidas (secas) começam aparecer no centro-oeste do Brasil e na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Portanto, esses resultados devem ter implicações importantes em estudos de modelagem e atividades de monitoramento do SMAS e da ZCIT.



# THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM: ONSET AND DEMISE OF THE RAINY SEASON AND ITS RELATIONSHIP WITH THE ATLANTIC INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE

## ABSTRACT

Physical, dynamic and thermodynamic aspects related to the South American Monsoon System (SAMS) are investigated for the 1979-2006 period. A new methodology to determine the onset and demise dates of the rainy season (ONR and DER, respectively) related to the SAMS is developed using the field of antisymmetric outgoing longwave radiation in relation to the equator (*AOLR*). Thus, an index for monitoring these dates is found. The sign change from positive to negative (negative to positive) of the *AOLR* averaged in space indicates the ONR (DER) for the SAMS regions. Composites of several variables are done for pentads around the ONR and DER. These composites show coherent features of the atmospheric circulation, providing the physical reasoning for the method application. The dominant OLR modes are found for the tropical American area and adjacent Atlantic Ocean, through the Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis for the 1979-2006 period. In this analysis, the OLR data is filtered in the 0.4-1.2 year scale using the wavelet analysis. The results provide three dominant modes: monsoon, Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and symmetric modes, with the first two modes varying in an annual scale, and the latter one in a semiannual scale. The evolving aspects of these modes are analyzed by correlating (lagged and simultaneously) the principal component of each mode and the filtered OLR time series. The symmetric mode evolves independently and depicts the transition from dry to wet season and vice-versa, while the monsoon and ITCZ modes evolve into each other within a period of one year. The relationship between the SAMS and Atlantic ITCZ found on the correlation analysis is investigated through the moisture and heat budgets. While dry (wet) conditions remain in the ITCZ, indicated by negative (positive) anomalies of the vertical advection of  $q$ , positive (negative) anomalies of the residue term, positive (negative) anomalies of the adiabatic term, and negative (positive) anomalies of the diabatic term, the convective activity does not start (finish) in the SAMS related areas. The end of the dry (wet) conditions by lag 20 (56) pentads in the ITCZ area is indicated by maximum positive (negative) anomalies of local rates of  $q$  and  $T$  changes. That is when wet (dry) conditions start to appear in the west-central Brazil and in the South Atlantic Convergence Zone. Therefore, these results might have important implications in modeling studies and monitoring activities of the SAMS and ITCZ.





## LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 3.1 - Regiões na Bacia Amazônica utilizadas para análise do IEC e FEC representadas pelos retângulos contínuos. Os retângulos tracejados são as respectivas regiões anti-simétricas .....	29
Figura 3.2 - Região utilizada para as análises de EOF de ROLF.....	31
Figura 3.3 - Regiões utilizadas para os balanços de umidade e calor .....	38
Figura 4.1 - $\overline{ROL_{ant}}$ sobre a região da BAC para as pêntricas de IEC dos anos de 1979 a 2005. As unidades do eixo das ordenadas são $W / m^2$ .....	40
Figura 4.2 – Idem a Figura 4.1, mas para as pêntricas de FEC dos anos de 1980 a 2006. ....	44
Figura 4.3 - Compostos de ROL para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de $10 W / m^2$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de $240 W / m^2$ .....	46
Figura 4.4 - Compostos de T em 850 hPa para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de 3 K. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 285 K.....	48
Figura 4.5 - Compostos de $\omega$ em 500 hPa para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de $0,02 Pa s^{-1}$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de $0 Pa s^{-1}$ .....	50
Figura 4.6 - Compostos de escoamento do vento em 200 hPa para o período de IEC na região da BAC .....	53
Figura 4.7 - Compostos de PNM para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de 2 hPa. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 1014 hPa.....	54
Figura 4.8 - Idem a Figura 4.3, mas para o FEC.....	56
Figura 4.9 - Idem a Figura 4.4, mas para o FEC.....	58
Figura 4.10 - Idem a Figura 4.5, mas para o FEC.....	59
Figura 4.11 - Idem a Figura 4.6, mas para o FEC.....	61
Figura 4.12 - Idem a Figura 4.7, mas para o FEC.....	62

Figura 4.13 - $\overline{ROL_{ant}}$ sobre a região da BAC para: a) IEC de 2006 e b) FEC de 2007. As unidades do eixo das ordenadas são $W / m^2$ .....	65
Figura 4.14 - Precipitação estimada pelo satélite TRMM para as pântadas indicadas nas figuras para o ano de 2006. Áreas hachuradas de claras a escuras indicam valores maiores que 6 mm/pântada.....	66
Figura 4.15 - Idem a Figura 4.14, mas para o ano de 2007 .....	69
Figura 4.16 - $\overline{ROL_{ant}}$ sobre a região do COB para as pântadas de IEC dos anos de 1979 a 2005. As unidades do eixo das ordenadas são $W / m^2$ .....	71
Figura 4.17 - Idem a Figura 4.16, mas para as pântadas de FEC dos anos de 1980 a 2006.....	75
Figura 4.18 - Compostos de ROL para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de $10 W / m^2$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de $240 W / m^2$ .....	77
Figura 4.19 - Compostos de T em 850 hPa para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de 3 K. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 285 K.....	79
Figura 4.20 - Compostos de $\omega$ em 500 hPa para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de $0,02 Pa s^{-1}$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de $0 Pa s^{-1}$ .....	81
Figura 4.21 - Compostos de escoamento do vento em 200 hPa para o período de IEC na região do COB .....	82
Figura 4.22 - Compostos de PNM para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de 2 hPa. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 1014 hPa.....	84
Figura 4.23 - Idem a Figura 4.18, mas para o FEC .....	86
Figura 4.24 - Idem a Figura 4.19, mas para o FEC.....	88
Figura 4.25 - Idem a Figura 4.20, mas para o FEC .....	89
Figura 4.26 - Idem a Figura 4.21, mas para o FEC.....	92
Figura 4.27 - Idem a Figura 4.22, mas para o FEC.....	93
Figura 4.28 - $\overline{ROL_{ant}}$ sobre a região do COB para: a) IEC de 2006 e b) FEC de 2007. As unidades do eixo das ordenadas são $W / m^2$ .....	95

Figura 4.29 - Precipitação estimada pelo satélite TRMM para as pântadas indicadas nas figuras para o ano de 2006. Áreas hachuradas de claras a escuras indicam valores maiores que 6 mm/pântada.....	96
Figura 4.30 - Idem a Figura 4.29, mas para o ano de 2007 .....	99
Figura 4.31 - Padrões espaciais dos três primeiros modos da EOF de ROLF: a) EOF1; b) EOF2 e c) EOF3. A variância explicada de cada modo encontra-se no topo de cada figura. O intervalo de contorno é 0,20, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,4 (0,4), que são significativos ao nível de confiança de 95% .....	101
Figura 4.32 - Componentes principais correspondentes aos três primeiros modos da EOF de ROLF: a) PC1; b) PC2 e c) PC3. O intervalo de contorno é 0,5, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -1 (1) desvio padrão .....	102
Figura 4.33 - Mapas de correlação entre o PC1 e a série de ROLF para as defasagens indicadas em cada figura. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.31 .....	105
Figura 4.34 - Seção latitude-tempo das correlações entre PC1 e ROLF médio entre 70°W e 50°W. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.31, exceto que o contorno de zero encontra-se mais espesso.....	107
Figura 4.35 - Seção longitude-tempo das correlações entre PC1 e ROLF médio entre equador e 10°S. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.....	109
Figura 4.36 - Idem a Figura 4.33, mas para PC2 .....	110
Figura 4.37 - Idem a Figura 4.33, mas para PC3 .....	112
Figura 4.38 - Seção latitude-tempo das correlações entre PC3 e ROLF médio entre 80°W e 60°W. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.....	113
Figura 4.39 - Seção longitude-tempo das correlações entre PC3 e ROLF médio entre 10°N e equador. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.....	114
Figura 4.40 - Idem a Figura 4.33, mas para $\omega$ em 500 hPa filtrado .....	116
Figura 4.41 - Idem a Figura 4.33, mas para PW filtrado.....	118
Figura 4.42 - Idem a Figura 4.33, mas para T em 850 hPa filtrado .....	120
Figura 4.43 - Idem a Figura 4.33, mas para PNM filtrado .....	122
Figura 4.44 - Idem a Figura 4.33, mas para as defasagens de 36 a 72 pântadas.....	124

Figura 4.45 - Seção nível-tempo das correlações médias para a região da BAC entre PC1 e os termos do balanço de umidade: a) $\frac{\partial q}{\partial t}$ ; b) $-\vec{V} \cdot \nabla q$ ; c) $-\omega \frac{\partial q}{\partial p}$ e d) resíduo. O intervalo de contorno é 0,20, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,4 (0,4), que são significativos ao nível de confiança de 95% .....	125
Figura 4.46 - Idem a Figura 4.45, mas para a região do COB .....	127
Figura 4.47 - Idem a Figura 4.45, mas para a região do ZCAS .....	129
Figura 4.48 - Seção nível-tempo das correlações médias entre PC1 e a convergência horizontal do fluxo de umidade para: a) BAC; b) COB e c) ZCAS. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45. ....	131
Figura 4.49 - Idem a Figura 4.45, mas para a região do ZCIT .....	133
Figura 4.50 - Seção nível-tempo das correlações médias para a região da BAC entre PC1 e os termos do balanço de calor: a) $\frac{\partial T}{\partial t}$ ; b) $-\vec{V} \cdot \nabla T$ ; c) $-\omega \left( \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$ e d) diabático. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45.....	135
Figura 4.51 - Idem a Figura 4.50, mas para a região do COB .....	137
Figura 4.52 - Idem a Figura 4.50, mas para a região do ZCAS .....	139
Figura 4.53 - Seção nível-tempo das correlações médias entre PC1 e o campo de temperatura para: a) BAC; b) COB e c) ZCAS. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45. ....	142
Figura 4.54 - Idem a Figura 4.50, mas para a região do ZCIT .....	143
Figura 4.55 - Correlações médias entre PC1 e o fluxo de calor sensível em superfície para as regiões: a) BAC; b) COB; c) ZCAS e d) ZCIT para as defasagens de 0 a 73 pên-tadas.....	146
Figura 4.56 - Idem a Figura 4.55, mas para o fluxo de calor latente.....	147
Figura 5.1 – Esquema resumido das condições de estabelecimento durante a primavera (topo) e dissipação durante o outono (base) do SMAS em função dos aspectos termodinâmicos na região da ZCIT. Os sinais de + e – referem-se a anomalias positivas e negativas, respectivamente. As cores vermelhas (azuis) são indicativas de condições secas (úmidas). ....	154

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Classificação das variáveis utilizadas nesse trabalho provenientes da Reanálise 2 do NCEP-DOE.....	24
Tabela 3.2 - Número de pêntadas e as datas do ano referentes às mesmas .....	28
Tabela 4.1 - Início, fim e duração da EC para a região da BAC.....	42
Tabela 4.2 - Início, fim e duração da EC para a região do COB .....	72
Tabela 4.3 - Cinco primeiros autovalores, diferenças entre os autovalores e erros de amostragem dos autovalores .....	100



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
BAC	Bacia Amazônica Central
CDC	Climate Diagnostics Center
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CHFU	Convergência Horizontal do Fluxo de Umidade
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environment Science
COB	Centro-Oeste do Brasil
DAO	Data Assimilation Office
DOE	Department of Energy
EC	Estação Chuvosa
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasting
EEOF	Funções Ortogonais Empíricas Estendidas, em inglês
EOF	Funções Ortogonais Empíricas, em inglês
EOF1	Funções Ortogonais Empíricas do Primeiro Modo
EOF2	Funções Ortogonais Empíricas do Segundo Modo
EOF3	Funções Ortogonais Empíricas do Terceiro Modo
ES	Estação Seca
FAC	Fim da Atividade Convectiva
FCL	Fluxo de Calor Latente
FCS	Fluxo de Calor Sensível
FEC	Fim da Estação Chuvosa
FUIV	Fluxo de Umidade Integrado Verticalmente
GL	Graus de Liberdade
GV	Ground Validation
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul

IAC	Início da Atividade Convectiva
IEC	Início da Estação Chuvosa
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LBA	Large-scale Biosphere Atmosphere
LIS	Lightning Imaging Sensor
LISAM	Large-scale Index for South America Monsoon
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
PC	Componentes Principais, em inglês
PC1	Componentes Principais do Primeiro Modo
PC2	Componentes Principais do Segundo Modo
PC3	Componentes Principais do Terceiro Modo
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PR	Precipitation Radar
PW	Água Precipitável, em inglês
RH	Umidade Relativa, em inglês
ROL	Radiação de Onda Longa
ROLF	Radiação de Onda Longa Filtrado
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VIRS	Visible and Infrared Scanner
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul



## LISTA DE SÍMBOLOS

$C$	Taxa de Condensação
$c_p$	Calor específico à pressão constante do ar seco
$C_\delta$	Constante para cada ondaleta
$dx$	Distância entre dois pontos de grade na direção $x$
$dy$	Distância entre dois pontos de grade na direção $y$
$e$	Pressão de vapor
$e_s$	Pressão de vapor de saturação
$e_{ws}$	Pressão de vapor na superfície
$E$	Taxa de Evaporação
$i$	Posição do ponto de grade na direção $x$
$j$	Posição do ponto de grade na direção $y$
$j_1, j_2$	Escalas da ondaleta
$J$	Taxa de aquecimento diabático
$k$	Posição do ponto de grade na direção $z$
$l$	Tempo
$L$	Calor latente de condensação
$lev$	Nível na vertical
$N$	Número de graus de liberdade
$p$	Pressão
$P$	Taxa de Precipitação
$q$	Umidade específica

$R\{W_n(s_j)\}$	Parte real da transformada de ondaleta
$ROL_{ant}$	ROL anti-simétrico equatorialmente
$\overline{ROL_{ant}}$	Médias espaciais de ROL anti-simétrico equatorialmente
$\overline{ROL_{ant}}(2006)$	Médias espaciais de ROL anti-simétrico equatorialmente para 2006
$\overline{ROL_{ant}}(2007)$	Médias espaciais de ROL anti-simétrico equatorialmente para 2007
$s$	Escala da ondaleta
$s_j^{1/2}$	Converte a transformada de ondaleta em uma escala de energia
$S$	Armazenamento de vapor d'água
$t$	Tempo
$T$	Temperatura do ar
$T_s$	Temperatura do ar à superfície
$u$	Componente zonal do vento
$v$	Componente meridional do vento
$\vec{V}$	Vetor vento
$x$	Longitude
$y$	Latitude
$z$	Altura
$Z$	Altura geopotencial
$\alpha$	Volume específico
$\delta\lambda_i$	Erro de amostragem de $\lambda_i$
$\Delta\lambda_i$	Diferença entre autovalores
$\lambda_i$	Autovalor associado ao modo $i$

$\phi$	Geopotencial
$\psi_0$	Função ondaleta
$\omega_0$	Frequência adimensional



## SUMÁRIO

	Pág.
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Problema e Hipótese .....	4
1.2 Objetivos .....	5
1.3 Organização do Trabalho .....	6
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>7</b>
2.1 Convecção equatorial e o Sistema de Monção na América do Sul .....	7
2.2 Início e Fim da Estação Chuvosa .....	11
2.3 Balanço de Umidade .....	15
2.4 Balanço de Calor .....	18
2.5 Zona de Convergência Intertropical .....	19
<b>3 DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>23</b>
3.1 Dados.....	23
3.2 Metodologia .....	26
3.2.1 Início e Fim da Estação Chuvosa .....	26
3.2.2 Modos de convecção.....	30
3.2.3 Análise Termodinâmica .....	33
3.2.3.1 Balanço de Umidade .....	33
3.2.3.2 Balanço de Calor.....	35
3.2.3.3 Fluxos de calor em superfície.....	38
<b>4 RESULTADOS.....</b>	<b>39</b>
4.1 Início e Fim da Estação Chuvosa .....	39
4.1.1 Bacia Amazônica Central.....	39
4.1.1.1 Composições para o IEC na BAC.....	45
4.1.1.2 Composições para o FEC na BAC.....	55
4.1.1.3 $\overline{ROL}_{ant}$ (2006) e $\overline{ROL}_{ant}$ (2007) .....	63
4.1.2 Centro-Oeste do Brasil.....	70

4.1.2.1 Composições para o IEC no COB .....	76
4.1.2.2 Composições para o FEC no COB .....	85
4.1.2.3 $\overline{ROL}_{ant}$ (2006) e $\overline{ROL}_{ant}$ (2007) .....	94
4.2 Modos de convecção.....	100
4.2.1 Análise da EOF de ROLF .....	100
4.2.2 Mapas de Correlação.....	104
4.2.2.1 PC1 vs ROLF .....	104
4.2.2.2 PC2 vs ROLF .....	108
4.2.2.3 PC3 vs ROLF .....	111
4.2.2.4 Aspectos da Circulação de Grande Escala .....	115
4.3 Análise Termodinâmica .....	123
4.3.1 Balanço de Umidade .....	123
4.3.1.1 BAC.....	123
4.3.1.2 COB.....	126
4.3.1.3 ZCAS.....	128
4.3.1.4 ZCIT.....	132
4.3.2 Balanço de Calor .....	134
4.3.2.1 BAC.....	134
4.3.2.2 COB.....	136
4.3.2.3 ZCAS.....	136
4.3.2.4 ZCIT.....	140
4.3.3 Fluxos de calor em superfície.....	144
<b>5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES .....</b>	<b>149</b>
5.1 Conclusões .....	149
5.2 Sugestões para trabalhos futuros .....	155
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>157</b>
<b>APÊNDICE A - TRANSFORMADA DE ONDALETA.....</b>	<b>165</b>
<b>APÊNDICE B - FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF).....</b>	<b>169</b>

**ANEXO A - PRIMEIRO ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY*..... 175**

**ANEXO B - SEGUNDO ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY*..... 177**





# 1 INTRODUÇÃO

O clima de um modo geral exerce uma influência singular nas atividades humanas. O conhecimento da maneira com que o mesmo se altera, em escala regional ou global, é muito importante para os setores econômicos, agrícolas, pesqueiros, industriais, energéticos, entre outros. Já que, conhecendo-se os mecanismos que regem tal variabilidade do clima, é possível fornecer subsídios necessários para os setores administrativos, industriais e para a população em geral para se tentar lidar com seus efeitos. Portanto, importantes implicações sócio-econômicas são obtidas através do estudo e do monitoramento da variabilidade que pode ser observada no clima.

A indiscutível importância do clima e dos estudos climáticos torna-se mais acentuada quando se associa ao contexto da chuva, variável meteorológica de maior interesse para a sociedade em geral. Sua ocorrência, dependendo da população atingida e da intensidade, pode trazer conseqüências benéficas ou, até mesmo, catastróficas, se a ocorrência se der em sua maneira mais extrema, visto que longos períodos de seca podem afetar culturas de uma determinada região e precipitações intensas e persistentes podem gerar danos econômicos e perdas de vidas. A Estação Chuvosa (EC) em termos de duração, intensidade e variabilidade espaço-temporal são aspectos fundamentais do clima, já que o abastecimento de água depende da variabilidade das chuvas, assim como lavouras e atividades de agropecuária são dependentes da regularidade das mesmas. Logo, um melhor entendimento dessas características beneficia as pessoas que dependem dessas informações, assim como os setores operacionais de previsão climática, os quais são responsáveis por fornecer boletins para setores administrativos e para a sociedade em geral.

O grande desafio intrínseco à determinação das datas de Início e Fim da EC (IEC e FEC, respectivamente) também é alvo de vários estudos na literatura da área, visto que, estas informações, são de grande importância para a população. Tal importância justifica-se, pois, quando se tem o conhecimento das datas ou dos curtos períodos nos quais se dará tal início ou fim, faz-se possível um planejamento das atividades que dependem de tal precisão temporal. Assim, o desenvolvimento de métodos que aperfeiçoem a identificação do IEC e do FEC auxilia a sociedade em geral e atua no sentido de melhorar a qualidade da previsão climática na Meteorologia. Os trabalhos referentes a esse assunto utilizam diversos tipos de variáveis para

encontrar o melhor método e fisicamente mais consistente em se determinar essas datas como, por exemplo, Radiação de Onda Longa (ROL), precipitação, vento zonal e meridional, umidade específica, temperatura do ar em 850 hPa e, ainda, o Fluxo de Umidade Integrado Verticalmente (FUIV). Cabe ressaltar que, para a maioria dessas metodologias de detecção de IEC e FEC, valores limítrofes das variáveis são escolhidos, fazendo com que essas datas sejam dependentes de tais valores (MARENGO et al., 2001; LIEBMANN e MARENGO, 2001; GONZÁLEZ et al., 2007). Assim, pode-se notar que a determinação do IEC e FEC é um grande desafio à comunidade científica em geral e ainda não existe um consenso sobre a melhor maneira de se encontrar tais datas.

Nesse âmbito de EC e no que concerne à América do Sul, sabe-se que sua região tropical concentra grande parte da energia do planeta, sendo conhecida como um dos três centros convectivos mais ativos e intensos do globo (RIEHL, 1954). A radiação incidente na superfície é o fator inicial a ditar as características da convecção e da precipitação associada na região. O maior aquecimento desencadeia processos físicos, tais como o aumento da liberação de calor sensível, o que resulta em convecção intensa e, assim, uma maior liberação de calor latente, sendo a mesma a principal fonte de energia para os distúrbios tropicais. A liberação de calor latente convectivo é o mecanismo principal para a circulação atmosférica tropical de grande escala (WEBSTER, 1972). A dominância dessa fonte de energia nos trópicos justifica-se, pois, diferentemente dos distúrbios de latitudes médias que têm a energia potencial disponível como principal fonte de energia em virtude do gradiente térmico latitudinal existente nessas regiões, a atmosfera tropical possui pequenos gradientes (HOLTON, 2004).

Contribuindo para essa característica convectiva da América tropical, também já é do conhecimento da comunidade científica que o maior componente dos regimes de precipitação de verão da América do Sul é o sistema monçônico, que se desenvolve sobre regiões continentais de baixas latitudes em resposta a mudanças sazonais no contraste térmico entre o continente e regiões oceânicas adjacentes, chamado Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Embora o SMAS não apresente características da reversão típica dos ventos de um regime monçônico clássico, como no leste da Ásia e na Índia, a estação de verão na América do Sul mostra aspectos que são característicos de um clima monçônico, assim como o ciclo sazonal de precipitação sobre

grande parte do continente também é do tipo-monção, com grandes contrastes entre inverno e verão (RAO et al., 1996; ZHOU e LAU, 1998; GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2005). Nesse contexto, Murakami e Nakazawa (1985) encontraram na componente equatorialmente anti-simétrica de ROL uma sazonalidade distinta entre os dois hemisférios, sendo uma indicação das características monçônicas.

Em termos do ciclo de vida da precipitação associada ao SMAS, vários trabalhos têm explicitado o mesmo (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006), o qual inclui uma fase úmida que se inicia na Amazônia equatorial durante a primavera austral, se propaga rapidamente para leste e sudeste. No verão, a principal atividade convectiva, sobre o Brasil central, está unida à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A fase de dissipação do SMAS inicia-se no outono, quando a precipitação intensa sobre a Amazônia diminui e migra gradualmente para noroeste. A análise do ciclo de vida relacionada ao SMAS em termos do balanço de umidade configura-se de grande importância, já que a água na atmosfera é relacionada não apenas com a precipitação, mas também com sua forte influência na reflexão e absorção de radiação solar e terrestre. Assim, a mesma possui um grande efeito nas condições da temperatura atmosférica, o que, conseqüentemente, influencia no balanço de calor da região. Ainda, as mudanças de fase da água são importantes fontes ou sumidouros de energia na atmosfera tropical, onde a condensação de grande quantidade de vapor d'água leva à liberação de grande quantidade de energia, que é o calor latente de condensação. Portanto, uma análise conjunta dos balanços de umidade e calor para a região do SMAS em termos do seu ciclo de vida é importante, visto que as variáveis de umidade e temperatura determinam as principais características relacionadas à ocorrência de precipitação.

Nesse contexto do ciclo de vida relacionado ao SMAS, ressalta-se que tal sistema, tanto na fase inicial quanto na dissipação, não tem sido relacionado com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) do Atlântico nos trabalhos anteriores. Tal sistema tem uma importante influência no clima das regiões tropicais, como, por exemplo, no norte do Nordeste do Brasil, onde a EC da região depende fortemente da localização e da intensidade de tal sistema (UVO e NOBRE, 1989). O mesmo possui uma marcada variabilidade sazonal, com um deslocamento meridional para latitudes mais ao sul (aproximadamente 1°N) nos meses de março e abril e latitudes mais ao norte

(aproximadamente 8°N) em agosto e setembro (HASTENRATH e HELLER, 1977). Logo, a ZCIT tem sido estudada e associada apenas ao que se refere à EC na região Nordeste do Brasil.

Essa questão da relação entre o SMAS e a ZCIT é colocada em destaque visto que alguns trabalhos mostraram uma rápida transição do padrão de cavado equatorial para o regime de cavado monçônico no início da monção e uma transição inversa no final da mesma, mas de maneira menos abrupta, estabelecendo, assim, que a monção é uma ZCIT distante alguns graus de latitude do equador (CHAO, 2000; CHAO e CHEN, 2001a e 2001b). Esses trabalhos focalizaram a monção da Índia e do leste da Ásia, mas seus resultados foram generalizados para os outros sistemas monçônicos, incluindo o SMAS. Logo, a relação entre esses importantes sistemas de precipitação, os quais afetam diretamente a América do Sul, ainda não se encontra explorada na literatura.

### **1.1 Problema e Hipótese**

Baseado nos resultados comentados na seção anterior e no que será discutido no capítulo de Revisão Bibliográfica, pode-se notar que existem vários trabalhos na literatura acerca do ciclo de vida do SMAS, objetivados na obtenção de uma melhor compreensão de tal sistema, assim como relacionados à detecção das datas de IEC e FEC. Porém, não há estudos que determinam o IEC e FEC relacionados ao SMAS através da componente equatorialmente anti-simétrica de ROL ( $ROL_{ant}$ ), assim como não há trabalhos que associam o ciclo de vida do SMAS com a ZCIT do Atlântico.

O principal problema abordado no presente trabalho diz respeito a esses aspectos em uma perspectiva observacional. Para tal, a hipótese considerada é a seguinte: o campo equatorialmente anti-simétrico de ROL, característica de sistemas monçônicos, podem determinar melhor as datas de IEC e FEC relacionadas ao SMAS que apenas o campo de ROL e que o ciclo de vida do SMAS, em termos de formação e dissipação, é relacionado à ZCIT através dos aspectos termodinâmicos associados às duas regiões.

## 1.2 Objetivos

Assim, o objetivo geral deste trabalho é analisar a relação existente entre a ZCIT e o SMAS, através do estudo dos modos de convecção tropical e das características termodinâmicas associadas às duas regiões. Em adição, pretende-se encontrar uma nova metodologia para se identificar o IEC e FEC relacionada ao SMAS. Logo, com os resultados aqui obtidos, espera-se fornecer subsídios relevantes para propósitos de monitoramento climático no que diz respeito a tais sistemas responsáveis por grande parte da precipitação observada na América do Sul. Para tal objetivo geral, faz-se necessária a execução de etapas intermediárias que são os objetivos específicos:

- a) Estabelecer um novo critério para se identificar o IEC e FEC baseado em dados de  $ROL_{ant}$ , metodologia ainda não aplicada ao SMAS;
- b) Analisar os aspectos da circulação de grande escala observados antes, durante e depois dessas datas através de compostos de várias variáveis, assim como a consistência física entre eles;
- c) Através desse novo método, testar um índice para monitoramento dessas datas, o qual é analisado conjuntamente com campos de precipitação para as regiões de estudo;
- d) Determinar os modos dominantes de ROL na região da América tropical e do Atlântico adjacente, para uma melhor compreensão dos aspectos convectivos da região;
- e) Investigar os aspectos evolutivos dos modos dominantes encontrados na etapa anterior para o estudo do comportamento espacial (p.e., propagação) e as periodicidades dos mesmos, para um melhor entendimento do ciclo anual convectivo dessa região;
- f) Caracterizar termodinamicamente a relação existente entre o SMAS e a ZCIT sugerida na etapa desenvolvida anteriormente, através do balanço de umidade e calor para ambas as regiões, com o intuito de facilitar as aplicações operacionais climáticas de

previsão de IEC e FEC associada ao SMAS, levando em consideração sua relação com a ZCIT.

### **1.3 Organização do Trabalho**

Este trabalho é dividido em cinco capítulos. No Capítulo 2, os principais estudos referentes aos temas abordados no presente trabalho são explicitados. Os dados utilizados e a Metodologia aplicada para se obter os resultados pretendidos são descritos no Capítulo 3. O Capítulo 4 apresenta todos os resultados obtidos divididos em seções com a discussão dos mesmos. Finalmente, as Conclusões e Sugestões para trabalhos futuros são vistas no Capítulo 5.

## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 Convecção equatorial e o Sistema de Monção na América do Sul**

As regiões tropicais, de uma maneira geral, são conhecidas como os centros convectivos mais ativos e intensos do globo. Logo, elas influenciam a circulação geral da atmosfera já que são grandes fornecedoras de energia, principalmente através da liberação de calor latente. O ciclo convectivo anual dos trópicos tem sido investigado por vários autores (p.e., MURAKAMI e NAKAZAWA, 1985; HOREL et al., 1989; MITCHELL e WALLACE, 1992; WANG, 1994; HASTENRATH, 1997; MATSUMOTO e MURAKAMI, 2000). Murakami e Nakazawa (1985) analisaram a característica convectiva dessas regiões particionando as variáveis meteorológicas em componentes simétrica e anti-simétrica em relação ao equador. Com tal divisão aplicada ao campo de ROL, eles encontraram pequena sazonalidade na componente equatorialmente simétrica, a qual mostrava aspectos da convecção equatorial e, na componente anti-simétrica, eles observaram uma sazonalidade distinta entre os dois hemisférios, isto é, a indicação de uma característica monçônica.

A região da América tropical é uma dessas regiões de grande intensidade convectiva e fonte de calor para a atmosfera. Com base no trabalho de Murakami e Nakazawa (1985), Matsumoto e Murakami (2000) utilizaram dados de ROL simétricos em relação ao equador e analisaram as mudanças anuais das convecções equatoriais observando que, sobre o continente americano, existe uma variabilidade semi-anual da convecção, com os picos nas estações de transição (ou nos equinócios), justificados pela variação anual do ângulo zenital solar.

Em adição a essa característica convectiva equatorial da América tropical, Murakami e Nakazawa (1985) observaram que os sistemas monçônicos do globo podem ser encontrados no campo equatorialmente anti-simétrico de ROL. Eles encontraram zonas convectivas sobre a África, o continente marítimo e América do Sul com tal campo e observaram a mudança de sinal do mesmo nos períodos de transição do estabelecimento da monção entre os dois hemisférios. Em decorrência desse trabalho, Matsumoto e Murakami (2002), também utilizando os campos simétrico e anti-simétrico de ROL, monitoraram e descreveram a variação anual das atividades

convectivas intensas sobre os trópicos. Eles determinaram objetivamente parâmetros de intensidade, extensão em área e o centro de convecções intensas, os quais descrevem adequadamente os processos através dos quais as monções alternam de um hemisfério para o outro no ciclo sazonal. Essa alternância de hemisférios é explicada pela coexistência de duas oscilações estacionárias, uma de escala anual e, a outra, semi-anual, encontradas nos campos de ROL anti-simétrico e simétrico, respectivamente. Logo, o campo anti-simétrico de ROL mostra-se um bom indicador dos sistemas monçônicos, confirmado pela escala anual do mesmo. Quanto à alternância de hemisférios da convecção, Horel et al. (1989) encontraram que o ciclo anual da atividade convectiva na região das Américas é melhor definido, quando comparado ao da África e do continente marítimo, resultando em ECs de durações comparáveis em ambos os hemisférios.

Cabe ressaltar que o termo “monção” é aplicado à reversão sazonal de  $180^\circ$  da direção predominante do vento em baixos níveis, incluindo intensidade e persistência de tais reversões (RAMAGE, 1971). Consequentemente, a variação do campo de precipitação associada é notada, com o ciclo anual possuindo duas fases distintas: a EC, na qual ventos quentes e úmidos sopram do oceano para o continente e a estação seca (ES), quando há a reversão dos ventos, os quais transportam ar frio e seco do continente de inverno para os oceanos (WEBSTER et al., 1998). Assim, a circulação monçônica é uma circulação tropical dirigida pelo aquecimento diferencial entre continente e oceano adjacente.

No caso da América do Sul, o SMAS não apresenta o regime clássico de reversão dos ventos como definido por Ramage (1971). Entretanto, Zhou e Lau (1998) mostraram a evolução da circulação próxima a América do Sul para um verão austral, enfatizando aspectos associados com o IEC e FEC. Eles concluíram que, em virtude das similaridades com as outras regiões monçônicas do globo, a América do Sul possui um clima monçônico. Durante o verão austral o escoamento de nordeste em baixos níveis flui do Atlântico para a América do Sul tropical. Esse escoamento em baixos níveis gira para sul próximo dos Andes com ventos de norte e de noroeste sobre o oeste do Brasil, leste da Bolívia e Paraguai. Em altos níveis, uma circulação anticiclônica bem definida encontra-se próximo à região de máxima precipitação, conhecida como Alta da Bolívia (AB; VIRJI, 1981) e, em baixos níveis, observa-se uma baixa quente, a Baixa do Chaco, aspectos climatológicos que são mais intensos durante o verão austral (GRIMM et al., 2005).



O ciclo de vida da precipitação associada ao SMAS inclui uma fase úmida que se inicia na Amazônia equatorial, se propaga rapidamente para leste e sudeste no final de setembro e início de outubro, e é seguida por uma estação úmida com chuvas abundantes na Bacia Amazônica (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006). Na fase madura (final de novembro até final de fevereiro), a principal atividade convectiva, sobre o Brasil central, está unida a uma banda de nebulosidade, a ZCAS, com precipitação estendendo-se sobre o sudeste do Brasil e o oceano Atlântico adjacente. A fase de dissipação do SMAS inicia-se aproximadamente em março, quando as áreas de precipitação intensa sobre a Amazônia diminuem e migram gradualmente para noroeste na direção do equador. Apesar do consenso existente nos trabalhos sobre o sentido noroeste-sudeste do ciclo de vida do SMAS, tanto no estágio de início quanto de fim (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006), Janowiak e Xie (2003) mostraram uma diferença de 90° na direção da propagação da precipitação durante o início do SMAS. Eles encontraram que a precipitação sobre grande parte do sudoeste do Brasil e norte da Bolívia se propaga bidirecionalmente para nordeste e sudoeste durante o início do SMAS.

Cabe ressaltar que a ZCAS caracteriza-se por uma banda de nebulosidade e precipitação na direção noroeste-sudeste que se estende desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico subtropical (STRETEN, 1973; YASUNARI, 1977; KODAMA, 1992; 1993). Marcada por sua característica quase-estacionária, a ZCAS contribui intensamente para a persistência da precipitação nas regiões continentais afetadas pelo SMAS, com o grande fornecimento de umidade da Amazônia para a região sendo realizado pelos ventos em baixos níveis na direção polar (KODAMA, 1993). Jones e Carvalho (2002) investigaram as fases ativa e inativa do SMAS através de um estudo climatológico para o período de 1980-1999. Eles utilizaram anomalias intrasazonais (10-70 dias) na direção do vento em baixos níveis no estado de Rondônia e classificaram regimes de oeste e de leste. Durante o regime de oeste (fase ativa), áreas extensas de convecção e precipitação são notadas sobre a região central e sudeste do Brasil, caracterizando a presença da ZCAS. No regime de leste (fase inativa), eles observaram padrões opostos na circulação, convecção e precipitação, caracterizando períodos de ausência de ZCAS. Quanto a

escalas de frequência menor, Drumond e Ambrizzi (2008) demonstraram a importância de modos de variabilidade de baixa frequência de TSM nos oceanos Índico e Pacífico na variabilidade interanual do SMAS. O primeiro modo possui anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) positivas no oceano Índico, próximo a costa sudeste da África, as quais podem estar relacionadas com condições secas na região da ZCAS e com aumento de precipitação na América do Sul subtropical, aproximadamente de 30°S a 40°S, durante o verão. Através da simulação da circulação atmosférica, eles notaram que tal forçante pode afetar as condições de precipitação na América do sul através de uma perturbação de onda extratropical proveniente do oceano Índico, com a trajetória da onda seguindo o guia de onda do jato subpolar, um padrão de teleconexão proposto inicialmente por Hoskins e Ambrizzi (1993). As mesmas condições de precipitação podem estar relacionadas com o segundo modo, no qual ATSM positivas são observadas sobre a Indonésia e Pacífico subtropical sul, com o mecanismo forçante sendo também a propagação de um trem de onda anômalo proveniente da Indonésia.

Carvalho et al. (2002) examinaram diferenças na ocorrência de eventos extremos de precipitação no sudeste da América do Sul para o período de 1979 a 1996 e observaram que a intensidade da ZCAS é importante para a modulação de tais eventos em todo o estado de São Paulo, já que 65% dos eventos extremos ocorrem quando a ZCAS apresenta intensa atividade convectiva. Extendendo as investigações elaboradas por Carvalho et al. (2002), Carvalho et al. (2004) realizaram um estudo para compreender as relações entre característica geográfica e intensidade da ZCAS e os extremos de precipitação sobre todo o território brasileiro. Eles encontraram que a ocorrência de intensa (fraca) atividade convectiva associada à ZCAS sobre o continente pode aumentar (diminuir) o valor do percentil de 95% da precipitação diária com relação à climatologia sobre grande parte do centro-leste do Brasil, incluindo alguns estados do nordeste brasileiro. Quando a atividade convectiva é mais oceânica, tem-se que as variações mais significativas no percentil de 95% limitam-se à região Sudeste (sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro).

Ainda em relação à precipitação associada ao SMAS, Gan et al. (2004), usando dados diários e médias de 5 dias (pêntadas) de precipitação, ROL e vento para o período de 1979 a 2000 notaram que o ciclo médio anual da precipitação no Brasil central mostra um rápido aumento na

primavera (setembro e novembro), um rápido decréscimo em abril, com aproximadamente 90% da precipitação total anual ocorrendo de outubro a abril e o período mais chuvoso de dezembro a fevereiro. Coerentemente, Rao et al. (1996) examinaram a variação anual da chuva sobre o Brasil para o período de 1958-1978 e dividiram o país em cinco regiões: uma grande região central com regime de verão úmido e inverno seco; sul e noroeste do Brasil com chuva bem distribuída através do ano; leste do nordeste do Brasil com a principal EC no inverno e norte do nordeste com uma EC de março a maio. Observaram ainda que a região central recebe 70% ou mais da chuva anual durante o período de setembro a fevereiro. Sugeriram que a Bacia Amazônica é a principal fonte de umidade para o Brasil central durante esse período, sendo alimentada pelo fluxo de vapor d' água do Atlântico equatorial.

## **2.2 Início e fim da estação chuvosa**

Outro aspecto de grande importância relacionado ao SMAS é a detecção das datas de IEC e FEC, já que, as decisões tomadas por setores econômicos, agrícolas, energéticos e pela sociedade em geral são altamente dependentes desse conhecimento. Vários trabalhos engajados na identificação e compreensão dessas datas também são encontrados na literatura. Kousky (1988), usando dados de ROL, determinou o início climatológico em cada ponto de uma grade de  $2,5^\circ$  em latitude e longitude, na América do Sul, para o período de 1979 a 1987. Sua metodologia foi a de definir o início quando o valor de ROL estivesse inferior a  $240 \text{ W/m}^2$  em uma pântada, desde que 10 das 12 pântadas anteriores (subseqüentes) tivessem ROL acima (abaixo) de  $240 \text{ W/m}^2$ . Já em relação ao fim, o mesmo se daria quando o valor de ROL estivesse superior a  $240 \text{ W/m}^2$  em uma pântada e, desde que 10 das 12 pântadas anteriores (subseqüentes) possuíssem valores de ROL inferiores (superiores) de  $240 \text{ W/m}^2$ . Ele determinou que, geralmente, o início desenvolve-se de noroeste a sudeste e, o fim, ocorre em direção a noroeste.

Sugahara (1991) usou um índice combinado de ROL e precipitação para o estado de São Paulo e encontrou resultados consistentes aos de Kousky (1988). Utilizando precipitação acumulada em pântadas, Sansigolo (1989) analisou a variabilidade interanual da EC em Piracicaba/SP para o período de 1917-1986. Através das distribuições de probabilidade acumulada, ele encontrou datas

medianas como: 24 de setembro para início potencial da EC, 13 de outubro para início efetivo, 5 de março para o fim e duração mediana de 135 dias da EC.

Horel et al. (1989) descreveram o ciclo anual da atividade convectiva e padrões de circulação sobre a Bacia Amazônica. Usando pântadas de ROL, eles definiram uma medida do nível de atividade convectiva na região. Eles observaram que o IEC na Bacia Amazônica é relativamente rápido, ocorrendo tipicamente dentro de um único mês, diferente do FEC, sendo este mais lento. Encontraram que a AB se desenvolve rapidamente durante o início da convecção, sendo uma resposta à liberação de calor latente sobre a Amazônia.

Marengo et al. (2001) analisaram o IEC e o FEC na Bacia Amazônica brasileira para o período de 1979 a 1996 definindo as datas através de um critério semelhante ao de Kousky (1988), mas usando valores limítrofes de precipitação. Eles observaram também que o início progride na direção sudeste e, o fim, na direção norte, sendo este mais lento que o primeiro. Eles encontraram correlações significativas entre ATSM do Pacífico e do Atlântico e as datas de IEC e FEC na Bacia Amazônica central, como ATSM negativas no leste do Atlântico equatorial sul e ATSM positivas no Pacífico centradas ao norte do equador e a leste de 150°W associadas com um IEC atrasado e ATSM positivas no Atlântico associadas com um FEC atrasado. Consistentemente, Liebmann e Marengo (2001) encontraram que ATSM positivas no Pacífico leste são associadas com um IEC atrasado e com um déficit de precipitação nessa região. Eles determinaram o IEC e o FEC baseados na evolução do acumulado local de precipitação na região do SMAS, notando que o IEC progride de sul para norte, coerentemente com Marengo et al. (2001), que também encontraram esse sentido de IEC quando o valor limítrofe do critério utilizado por eles é duplicado. Consistentemente, González et al. (2007) fizeram um estudo detalhado dos métodos de detecção do IEC desenvolvidos por Kousky (1988), Marengo et al. (2001), e Liebmann e Marengo (2001). Os autores concluíram que o método baseado em ROL desenvolvido por Kousky (1988) foi melhor para representar o IEC em escalas continentais quando comparado aos outros dois baseados em precipitação, já que esses são definidos por um valor limítrofe, o que os torna dependentes de aspectos regionais.

Veiga et al. (2002) encontraram uma grande variabilidade nas datas de início (pântadas referentes

a setembro, outubro e novembro) e fim (referentes a fevereiro e março) e, ainda, na duração das chuvas de monção em parte das regiões sudeste e centro-oeste do Brasil para o período de 1974-1998. Eles observaram também uma associação nas datas de início aos eventos El Niño (chuvas de monção atrasadas) e La Niña (chuvas de monção antecipadas). Eles ainda encontraram que ATSM negativas no oeste do Atlântico tropical sul implicam em chuvas do SMAS mais intensas. Essa relação é justificada pelo fato de que tais ATSM negativas intensificam a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), causando um aumento no transporte de umidade para a região de monção, a qual se encontra relativamente mais quente.

Utilizando um índice combinado de precipitação e vento, Gan et al. (2004) identificaram as pântadas de IEC e FEC para a região Centro-Oeste do Brasil (COB) no período de 1979 a 2000. Eles encontraram uma maior variabilidade nas datas de IEC quando comparadas às de FEC, justificada pela possível dependência de sistemas transientes para iniciar a convecção profunda. Eles confirmaram os resultados obtidos por Kousky (1988), Horel et al. (1989) e Marengo et al. (2001) no que concerne à direção noroeste-sudeste de propagação da convecção associada ao SMAS. Também utilizando dados de vento, Gan et al. (2006) determinaram quatro índices monçônicos para identificar as datas de IEC e FEC, sendo um deles o mesmo utilizado por Gan et al. (2004). Eles concluíram que tal índice representa melhor as datas de IEC e FEC.

Alves et al. (2005) analisaram o IEC na região Sudeste do Brasil baseando-se na avaliação conjunta dos campos de precipitação, circulação em baixos níveis e convecção, utilizando diferentes critérios e limiares de precipitação e ROL para o período de 1979 a 1997. Em tal estudo concluíram que, em média, o IEC acontece na pântada 57 (08 a 12 de outubro), com desvio padrão de mais ou menos duas pântadas. Eles ainda variaram o valor limítrofe de ROL de  $240 \text{ W/m}^2$  estabelecido por Kousky (1988) para  $230 \text{ W/m}^2$  e  $220 \text{ W/m}^2$  e notaram um atraso das datas de IEC, já que se aumenta o rigor no critério de determinação, concluindo que a variabilidade temporal da pântada média é resultado dos limiares escolhidos.

Utilizando dados de precipitação, umidade específica, vento zonal e meridional e temperatura do ar em 850 hPa, Silva e Carvalho (2007) aplicaram a técnica de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) combinada nas anomalias dessas variáveis para a obtenção de um índice de

grande escala para o SMAS (LISAM, em inglês) como sendo a série temporal referente ao primeiro modo da EOF. Elas encontraram que esse índice, além de descrever variações interanuais e intrasazonais do SMAS, o mesmo identifica as datas de IEC e FEC na região limitada por 0°, 40°S, 65°W e 20°W. Elas definiram o IEC (FEC) quando a média móvel de 3 pêntadas do LISAM torna-se positiva (negativa). Seus resultados apresentaram pequenas diferenças quando comparados aos de Gan et al. (2004), explicadas possivelmente pelo fato do LISAM não estar restrito ao COB, região de estudo de Gan et al. (2004).

Através da análise do ciclo de vida do SMAS, Raia e Cavalcanti (2008) determinaram um método de detecção das datas de IEC e FEC adaptando o índice monçônico baseado no ciclo hidrológico desenvolvido por Fasullo e Webster (2003) para a monção da Índia. Assim, o índice é aplicado na região central do SMAS encontrada por elas, limitada por 10°S, 15°S, 65°W e 55°W. Esse índice é o transporte de umidade integrado verticalmente normalizado realizado pelo vento zonal. Logo, o IEC (FEC) é estabelecido quando o índice mostra o primeiro valor positivo (negativo), seguido por pelo menos 3 pêntadas com valores positivos (negativos) em 4 pêntadas subseqüentes. Elas observaram que, para a maioria dos anos, o IEC e o FEC ocorreram dentro da média encontrada (pêntadas 60 e 18) mais ou menos 1 desvio padrão de 5 pêntadas.

Assim, pode ser observado que o IEC e o FEC na região monçônica da América do Sul têm sido amplamente investigados através de diferentes dados e metodologias: ROL, precipitação, vento, entre outros. Cabe ressaltar que a determinação das datas de IEC e FEC nas regiões monçônicas da América do Sul utilizando somente dados de ROL pode inserir erros nas análises, quando comparado à precipitação (FRANCHITO et al., 2008). Analisando o IEC e FEC na região sudeste do Brasil para o verão austral de 2001, ano em que se observou grande déficit de precipitação, Franchito et al. (2008) encontraram as datas de IEC e FEC com pêntadas de ROL e precipitação. Eles observaram que quando os dados de ROL são utilizados através do método de Kousky (1988), as datas de IEC (FEC) são erroneamente antecipadas (atrasadas), já que ROL é uma medida de convecção e não necessariamente de precipitação. Assim, a utilização dos dados de ROL para a determinação dessas datas deve ser feita com cautela.

Cabe ressaltar ainda que, os trabalhos que procuraram determinar as datas de IEC e FEC

analisaram apenas características do hemisfério de estudo. Utilizando aspectos inter-hemisférios, Wang e Fu (2002) determinaram um índice de vento para se estudar o ciclo sazonal de precipitação sobre a América do Sul e, ainda, detectar aspectos do IEC e FEC com a utilização do mesmo. Tal índice é construído com a média do vento meridional em 925 hPa na região limitada por 5°S, 5°N, 65°W e 75°W, região de um dos máximos do índice monçônico. Eles encontraram que um aumento na frequência de ocorrência de norte (sul) do índice resulta no IEC (FEC) na região da Amazônia. Logo, esse trabalho considera essencialmente a migração sazonal inter-hemisférica da convecção relacionada à monção na região das Américas.

Entretanto, não há trabalho na literatura que tenha utilizado o campo de  $ROL_{ant}$  como critério para o estabelecimento ou a dissipação da EC nas regiões do SMAS. Assim, tal componente do campo de ROL pode ser uma ferramenta mais eficiente na identificação de tais datas de IEC e FEC, visto que Murakami e Nakazawa (1985) mostraram que essa componente caracteriza, fortemente, os sistemas monçônicos.

### **2.3 Balanço de umidade**

No que concerne ao ciclo de vida da convecção associada ao SMAS, outra maneira de se analisar tal aspecto é através do balanço de umidade. Howarth (1986) identificou fontes e sumidouros de umidade através de uma análise da divergência do FUIV sobre todo o Hemisfério Sul (HS) para o período de setembro de 1973 a agosto de 1978. Ele observou que a divergência é confinada basicamente nas regiões subtropicais, incluindo o lado oeste da América do Sul e da África (regiões associadas com as altas subtropicais do Pacífico e do Atlântico, respectivamente) enquanto que, a convergência, pode ser observada na região centro-sul do Brasil. Coerentemente, Rao et al. (1996) também encontraram essas regiões de convergência e divergência utilizando 5 anos de dados do “European Center for Medium range Weather Forecasting” (ECMWF). Em ambos os trabalhos também foram notadas que as maiores diferenças nos padrões sazonais dos campos de divergência do FUIV são a extensão latitudinal da divergência/convergência e a intensidade dos campos. Rao et al. (1996) observaram ainda que um aumento de umidade na região central do Brasil no mês de outubro com um máximo em janeiro é devido à incursão de

umidade da Bacia Amazônica. Tal transporte de umidade é realizado principalmente pelo escoamento médio, já que esse mesmo transporte realizado pelos distúrbios transientes é de magnitude pequena para a região tropical. Sendo assim, eles concluíram que a Bacia Amazônica é a principal fonte de umidade para o Brasil central e, ainda, que o oceano Atlântico é a principal fonte de umidade para a Bacia Amazônica, destacando a importância da ASAS no transporte de umidade, também observado por Doyle e Barros (2002). Consistentemente, Drumond et al. (2008) identificaram as principais fontes de umidade sobre o Brasil Central através de um novo método diagnóstico Lagrangiano para o período de 2000 a 2004. Eles notaram que, principalmente durante o verão, o Atlântico tropical sul é uma importante fonte de umidade para o Brasil central e que o Atlântico tropical norte é uma fonte adicional de umidade para essa região. Entretanto, o papel do Atlântico tropical norte parece estar condicionado aos meses de análise já que, Arraut and Satyamurty (2009) mostraram que o Atlântico tropical norte é a principal fonte de umidade para a precipitação da Bacia Amazônica e dos subtropicais da América do Sul de dezembro a março.

Utilizando um modelo de circulação geral, Lenters e Cook (1995) analisaram o balanço de vapor d'água atmosférico para relacionar os máximos da precipitação encontrados na região da América do Sul com os aspectos da circulação de grande escala. Eles notaram que o aumento da precipitação na região da Bacia Amazônica e da ZCAS é devido ao máximo da convergência do vento em baixos níveis que, por sua vez, relaciona-se diretamente com a interação da baixa térmica continental com a ASAS e os alísios de nordeste. Eles observaram, ainda, que o aumento da precipitação na região da ZCAS está associado à forte advecção de umidade para sul entre a baixa continental e a ASAS.

Labraga et al. (2000) identificaram as principais características do balanço de vapor d'água atmosférico na América do Sul utilizando 22 anos da Reanálise do “National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research” (NCEP/NCAR). Eles também calcularam as componentes estacionária e transiente do FUIV e o campo de divergência associado e encontraram que a convergência do FUIV estacionário exerce um papel importante no máximo de precipitação na região da ZCIT, na Bacia Amazônica, na parte sudeste do continente e na região da ZCAS durante o verão. Utilizando os dados da “Data Assimilation



Office - National Aeronautic and Space Administration” (DAO-NASA) para o verão de 1999, Herdies et al. (2002) observaram dois padrões de circulação de verão sobre a América do Sul: um associado com a presença da ZCAS e o outro com a ausência da mesma. Durante os eventos ZCAS, eles notaram um intenso transporte de umidade do oceano Atlântico e da Bacia Amazônica para os subtropicais, associado com a convergência do FUIV e precipitação sobre a Bacia Amazônica e sudeste do Brasil. Por outro lado, durante a ausência da ZCAS, o escoamento é deslocado para oeste, enfraquecendo a convergência do FUIV sobre o sudeste do Brasil. Eles também verificaram que a maior incursão de umidade no continente é do Atlântico tropical sul e que o transporte de umidade mais eficiente dos trópicos para os extratropicais na América do Sul é efetuado quando a ZCAS está estabelecida. Coerentemente, Doyle e Barros (2002) encontraram que o FUIV de 1000 a 700 hPa proveniente de baixas latitudes continentais na América do Sul possui uma orientação para sudeste e, juntamente com o transporte realizado pelos alísios associados com a parte oeste da ASAS, convergem na vizinhança da ZCAS, em aproximadamente 20°S. Eles notaram que a convergência do FUIV no continente próximo a região da ZCAS é acompanhada por precipitação abundante.

Quanto à qualidade dos dados para a realização desses cálculos, Min e Schubert (1997) compararam três diferentes produtos de assimilação: DAO, NCEP-NCAR e ECMWF. Eles fizeram a análise sobre a região da Argentina, a leste dos Andes, para dois eventos extremos selecionados (seca e enchente). Eles observaram que, em geral, os três produtos capturam os transportes de umidade anômalos realizados durante os períodos seco e úmido sobre a região e que, os produtos da reanálise em particular, mostram boa concordância em representar o escoamento médio e transiente durante tais períodos. Entretanto, eles encontraram diferenças substanciais no campo da convergência do FUIV e concluíram, assim, que a habilidade dos sistemas de assimilação de dados para capturar sinais climáticos no ciclo hidrológico é ainda limitada. Consistentemente, Marengo (2005) encontrou que estimativas de fluxos de vapor d’água, convergência de umidade e evaporação na Bacia Amazônica são fontes de incertezas devido à falta de observações através da bacia, gerando um não fechamento na equação do balanço de umidade.

## 2.4 Balanço de calor

Como a América do Sul tropical é um dos três centros convectivos mais ativos e intensos do globo, o estudo do balanço de umidade deve ser complementado com a análise do balanço de calor. Yanai et al. (1973) introduziram um método para o cálculo da fonte aparente de calor ( $Q_1$ ) e do sumidouro aparente de umidade ( $Q_2$ ), obtidos, respectivamente, como resíduos dos balanços

de calor e umidade em grande escala dados por:  $Q_1 = c_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$  e

$Q_2 = -L \left( \frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right)$ , em que  $\theta$  é a temperatura potencial,  $q$  é a razão de mistura do

vapor d'água,  $V$  é a velocidade horizontal,  $\omega$  é a velocidade vertical em coordenadas de pressão,  $p$  é a pressão,  $R$  é a constante dos gases,  $c_p$  é o calor específico à pressão constante do ar seco,  $p_0 = 1000mb$  e  $L$  é o calor latente de condensação. Assim, uma comparação entre a distribuição horizontal e vertical de  $Q_1$  e  $Q_2$  indicaria a natureza do processo termodinâmico avaliado. Logo, se o aquecimento em alguma região for principalmente devido ao processo de condensação, os valores de  $Q_1$  e  $Q_2$  são similares. Entretanto, a presença de um intenso fluxo de calor sensível, pode gerar uma diferença entre as distribuições horizontais de  $Q_1$  e  $Q_2$  (p.e., YANAI et al., 1992).

Vários trabalhos na literatura têm sido desenvolvidos para determinar distribuições globais de fontes e sumidouros atmosféricos de calor. Wei et al. (1983) e Schaack et al. (1990) estimaram as distribuições globais sazonais da taxa de aquecimento troposférico médio utilizando a integração vertical da equação da continuidade de massa isentrópica. Eles encontraram que as maiores fontes de calor estão localizadas sobre a América do Sul, a África equatorial, a ZCIT, a região de monção da Ásia e sobre as regiões oceânicas das tempestades ciclônicas do Hemisfério Norte (HN). Eles mostraram, ainda, que os principais centros de aquecimento migram meridional e zonalmente com as variações anuais da latitude de máxima incidência de radiação solar e o contraste térmico continente-oceano de escala planetária.

Yanai e Tomita (1998), usando as reanálises do NCEP-NCAR, determinaram as distribuições de fontes de calor e sumidouros de umidade ( $Q_1$  e  $Q_2$ , respectivamente) entre 50°N e 50°S para um período de 15 anos (1980-1994). Eles examinaram a variabilidade sazonal e interanual de  $Q_1$  e  $Q_2$  e os mecanismos associados ao aquecimento atmosférico sobre várias regiões do globo. Seus resultados mostraram que no inverno do HN as principais fontes de calor são observadas sobre uma ampla zona que conecta o oceano Índico tropical, a Indonésia e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (i), sobre o Congo e a Bacia Amazônica (ii) e próximo a costa oeste da Ásia e da América do Norte (iii). As regiões desérticas, como o Saara, são caracterizadas por um intenso aquecimento sensível próximo a superfície com um forte resfriamento radiativo na média e alta troposfera. O aquecimento latente da atmosfera em virtude da formação das atividades convectivas sobre os oceanos tropicais fornecem as maiores fontes de calor para a atmosfera. O resfriamento radiativo e o umedecimento da atmosfera devido à evaporação são os aspectos dominantes sobre os oceanos subtropicais. Eles encontraram também que os perfis verticais de  $Q_1$  e  $Q_2$  sobre o Brasil no verão, primavera e outono são positivos, com o pico de  $Q_1$  em 400-600 hPa e o de  $Q_2$  em 700-850 hPa, indicando a presença de um transporte vertical convectivo.

Através dos cálculos do balanço de calor para a circulação de Walker no cinturão zonal de 0 a 10°S, Veiga et al. (2005) encontraram que as regiões com movimentos verticais ascendentes são caracterizadas por forte aquecimento diabático devido à liberação de calor latente na troposfera equatorial. Este aquecimento latente nas regiões convectivas é balanceado pelo efeito conjunto do resfriamento adiabático durante o processo de expansão do ar e pelo resfriamento radiativo. Nas regiões com convecção inibida, observa-se que existe um balanço aproximado entre os movimentos verticais subsidentes e o resfriamento radiativo. Cabe ressaltar que esses cálculos foram feitos para a região da circulação de Walker e são mencionados aqui já que tais regiões são convectivas e localizam-se na faixa tropical, assim como as do presente trabalho.

## **2.5 Zona de Convergência Intertropical**

Importantes sistemas que influenciam a precipitação em regiões da América do Sul, mas não especificamente regiões de atuação do SMAS, como a ZCIT, por exemplo, não vem sendo estudados juntamente com tal regime monçônico. A ZCIT é um dos mais importantes sistemas

atuantes nos trópicos e é parte integrante da circulação geral da atmosfera. Em escala planetária, a mesma está localizada no ramo ascendente da circulação de Hadley, transferindo calor e umidade dos baixos níveis da atmosfera nas regiões tropicais para os altos níveis e para altas e médias latitudes. A combinação de características oceânicas e atmosféricas forma uma região propícia para a localização da ZCIT. São elas: zona de confluência dos alísios (de sudeste e de nordeste), região do cavado equatorial, zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM), região de máxima convergência de massa e banda de cobertura de nuvens convectivas. Hastenrath e Lamb (1977) e Hastenrath e Heller (1977) mostraram que esses aspectos não se apresentam sobre a mesma faixa latitudinal e, sim, em latitudes próximas interagindo entre si.

O conjunto dessas características da ZCIT possui um deslocamento norte-sul com o período de aproximadamente um ano, atingindo latitudes mais ao norte (aproximadamente 8°N) em agosto e setembro e latitudes mais ao sul (aproximadamente 1°N) nos meses de março e abril (HASTENRATH e HELLER, 1977). Além dessa oscilação anual, a ZCIT também apresenta oscilações com maiores frequências, com o período variando de dias a semanas (UVO, 1989).

Segundo Uvo e Nobre (1989), a qualidade da EC no norte do Nordeste do Brasil é determinada pela permanência mais longa ou mais curta da ZCIT em torno de suas posições mais ao sul, pois é essa característica que determina a duração do período de chuvas na região. Em anos secos, a ZCIT permanece em sua posição mais ao sul de meados de fevereiro até março e, para anos chuvosos, de abril a maio.

Dessa maneira, pode-se observar na literatura que os trabalhos não têm associado o SMAS e a ZCIT já que, a última, encontra-se relacionada à EC da região Nordeste, região com EC não afetada pelo SMAS. No caso do SMAS, a única associação a tal zona de convergência é o fato dos ventos alísios do Atlântico que trazem umidade anômala para a Amazônia, principalmente na fase madura do sistema, serem associados com um deslocamento para sul da ZCIT (RAO et al., 1996) que, por sua vez, se relacionam com uma distribuição anômala de TSM do Atlântico (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996).

Entretanto, existem trabalhos que forneceram uma nova interpretação à teoria monçônica por muito tempo aceita. Chao e Chen (2001b), embasados nos trabalhos de Chao (2000) e Chao e Chen (2001a), afirmaram que a monção é uma ZCIT distante 10° de latitude do equador. Para tal conclusão, eles mostraram que existe uma rápida mudança do padrão de cavado equatorial para o padrão de cavado monçônico no início da monção e uma mudança menos abrupta no final da mesma, invertendo a alteração. Chao (2000) e Chao e Chen (2001a) justificaram essa transição em virtude da existência de um quase-equilíbrio da ZCIT, cuja origem deve-se a duas forças de direção contrária: rotação da Terra e o pico de TSM. Chao e Chen (2001b) questionaram, ainda, o fato do gradiente continente-oceano sempre ter sido a razão principal da existência de sistemas monçônicos. Através de simulações numéricas com um modelo planeta-água, eles observaram que, mesmo sem a presença dos continentes, o início de alguns sistemas monçônicos é observado, sendo suficiente, apenas, um gradiente de TSM. Entretanto, para o norte da África e para a América do Sul, o contraste de temperatura continente-oceano é fundamental para tal início.

Logo, o interesse crescente sobre a EC relacionada ao SMAS, sua possível associação com a ZCIT, assim como os principais aspectos dinâmicos envolvidos e a importância em se melhor determinar as datas de IEC e FEC para as regiões monçônicas, mostram a relevância deste estudo. Em adição, a necessidade de um melhor conhecimento de todos os processos relacionados ao SMAS, assim como a relação com a ZCIT já encontrada, mas não explorada para tal sistema monçônico, justifica os objetivos pretendidos por esse trabalho, previamente apresentados. No próximo capítulo, os dados utilizados e a metodologia a ser seguida serão descritos.



### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Dados

Nesse trabalho são utilizados dados diários obtidos do arquivo da Reanálise 2 do NCEP – Department of Energy” (NCEP-DOE; KANAMITSU et al., 2002) e disponíveis no sítio <http://www.cdc.noaa.gov/>. São eles: água precipitável (PW, em inglês), velocidade vertical ( $\omega$ ), Pressão ao Nível do Mar (PNM), umidade relativa (RH, em inglês), temperatura do ar ( $T$ ), altura geopotencial ( $Z$ ), componentes zonal e meridional do vento ( $u$  e  $v$ , respectivamente) e fluxo líquido de calor sensível e calor latente em superfície (FCS e FCL, respectivamente). Todos os dados encontram-se disponíveis em uma grade com espaçamento de  $2,5^\circ$  de latitude por longitude, exceto os de FCS e FCL, os quais estão espaçados em uma grade Gaussiana de aproximadamente  $1,875^\circ$  por  $1,875^\circ$ . Os dados de RH,  $T$ ,  $Z$ ,  $\omega$ ,  $u$  e  $v$  são utilizados para os níveis de pressão de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250 e 200 hPa (os dados de RH encontram-se disponíveis até 300 hPa). Todos os dados são selecionados para o período de 28 anos de 1979 a 2006.

A reanálise do “Atmospheric Model Intercomparison Project” (AMIP-II) do NCEP-DOE é uma versão aperfeiçoada do modelo da Reanálise 1 do NCEP-NCAR, com alguns erros corrigidos e com parametrizações atualizadas de processos físicos (KANAMITSU et al., 2002). Segundo os autores, a reanálise AMIP-II NCEP-DOE tem cobertura do período do satélite, de 1979 até o presente, e utiliza um modelo de previsão aperfeiçoado, com um sistema de assimilação de dados atualizado. Assim, melhorias significativas sobre a reanálise do NCEP-NCAR foram feitas nos parâmetros de superfície continental e nos fluxos continente-oceano, justificando, assim, a utilização desses dados no trabalho.

Como a Reanálise 2 do NCEP-DOE é uma versão aperfeiçoada da Reanálise 1 do NCEP-NCAR, a classificação das variáveis de saída é a mesma. Assim, de acordo com Kalnay et al. (1996), as variáveis são classificadas em 4 categorias, de acordo com a influência relativa exercida pelos dados observacionais e pelo modelo nas mesmas. Variáveis do tipo A são fortemente influenciadas pelos dados observados apresentando, assim, o maior grau de confiabilidade. Com

relação às variáveis do tipo B, tem-se que, tanto os dados observacionais quanto o modelo afetam-nas diretamente. Quando as observações não influenciam diretamente as variáveis e as mesmas são derivadas somente do modelo, elas são ditas do tipo C. Mesmo sendo essas variáveis de classe C, as mesmas conseguem representar relativamente bem as variabilidades interanuais quando comparadas com outros tipos de observação e climatologia (KALNAY et al., 1996; KISTLER et al., 2001). Finalmente, as variáveis do tipo D são aquelas que não dependem do modelo e são obtidas apenas de climatologias.

A Tabela 3.1 abaixo mostra os dados da Reanálise 2 do NCEP-DOE utilizados nesse trabalho, com suas unidades, níveis na vertical e suas respectivas classes de confiabilidade. Logo, cabe ressaltar que a maioria das variáveis utilizadas é do tipo A e B.

**Tabela 3.1** – Classificação das variáveis utilizadas nesse trabalho provenientes da Reanálise 2 do NCEP-DOE.

VARIÁVEIS	UNIDADES	NÍVEIS	TIPO
u	m/s	1000-200hPa	A
v	m/s	1000-200hPa	A
T	K	1000-200hPa	A
Z	m	1000-200hPa	A
$\omega$	Pa/s	1000-200hPa	B
RH	%	1000-300hPa	B
PW	Kg/m <sup>2</sup>	superfície	B
FCS	W/m <sup>2</sup>	superfície	C
FCL	W/m <sup>2</sup>	superfície	C

Também são utilizados valores diários de ROL medidos por satélite de órbita polar e obtidos da “National Oceanic and Atmospheric Administration/Cooperative Institute for Research in Environment Science” (NOAA-CIRES) Climate Diagnostics Center (CDC), Boulder, Colorado, EUA. Esses dados representam a média diária das passagens durante o dia e durante a noite. Tais médias minimizam os efeitos do ciclo diurno (SCHMETZ e LIU, 1988) e reduzem as diferenças entre satélites devido aos vários tempos de passagem no equador (KOUSKY, 1988). As falhas destes dados são preenchidas através de um processo de interpolação espacial e temporal feita por



Liebmann e Smith (1996). Os mesmos estão disponíveis no sítio do CDC: <http://www.cdc.noaa.gov/> em uma grade de 2,5° latitude por longitude e a partir de junho de 1974 até os dias atuais para todo o globo. Neste trabalho, esses dados de ROL são selecionados de 1979 a 2007, período maior que o da reanálise para o estudo da estação chuvosa 2006-2007.

Os dados de ROL medidos por satélite podem ser usados como uma boa aproximação para distribuições de grande escala de nebulosidade e atividade convectiva na região tropical, uma vez que baixos valores de ROL sobre estas regiões geralmente indicam atividade convectiva. Entretanto, o uso dos mesmos deve ser feito com cautela. No caso de regiões cobertas por nuvens altas do tipo cirros, o valor de ROL pode levar a uma superestimativa da precipitação (SILVA DIAS e MARENGO, 1999). Mesmo na região tropical, existem algumas discrepâncias entre a precipitação e os dados de ROL (SILVA DIAS et al., 2000; FRANCHITO et al., 2008). Silva Dias et al. (2000), durante o experimento de grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (“Large-Scale Biosphere Atmosphere” - LBA), no período de janeiro a março de 1999, no estado de Rondônia (região sudoeste da Amazônia), observaram quantidade significativa de precipitação associada a nuvens rasas do tipo estratiforme. Assim, alguns casos de precipitação não são bem representados pelos dados de ROL.

Frente ao exposto acima, cabe ressaltar que os dados de ROL, no que concerne o IEC e FEC no SMAS, são utilizados com uma ênfase diferente nesse estudo em relação à de trabalhos anteriores. Assim, os resultados podem mostrar um novo método de utilização desses dados. Quanto à segunda parte deste trabalho, os dados de ROL são propícios para o estudo, já que o objetivo é analisar os modos de convecção tropical.

Estimativas de precipitação a cada 3 horas baseadas no satélite “Tropical Rainfall Measuring Mission” (TRMM) também são utilizadas. O satélite TRMM é um projeto em parceria entre a NASA e a “Japan Aerospace Exploration Agency” (JAXA) e foi lançado em 27 de novembro de 1997 com o objetivo de monitorar e estudar a precipitação nos trópicos e, ainda, como a mesma influencia o clima global (Kummerow et al., 2000). Os instrumentos a bordo do TRMM são: “TRMM Microwave Imager” (TMI), “Precipitation Radar” (PR), “Visible and Infrared Scanner” (VIRS), “Clouds and the Earth’s Radiant Energy System” (CERES), e “Lightning Imaging

Sensor” (LIS). Para refinar as estimativas, existe um programa paralelo de validação em campo (“Ground Validation” - GV), contando com radares meteorológicos em diversas estações ao longo da faixa intertropical.

O projeto TRMM gera diversos produtos (estimativas) de acordo com a combinação de instrumentos utilizada no algoritmo de cálculo. O produto 3B42, usado neste trabalho, utiliza estimativas de precipitação por microondas do TMI, corrigidas através de informações sobre a estrutura vertical das nuvens, obtidas do PR. A grande vantagem deste produto é sua alta resolução temporal (3 horas) e espacial ( $0,25^\circ$  em latitude e longitude, na faixa global entre  $50^\circ\text{S}$  e  $50^\circ\text{N}$ ). Maiores informações sobre os dados podem ser encontradas em Kummerow et al. (2000) e Huffman et al. (2007). Tais estimativas estão disponíveis no sítio <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM/>. Esses dados são utilizados para a área limitada por  $40^\circ\text{S}$ ,  $20^\circ\text{N}$ ,  $80^\circ\text{W}$  e  $30^\circ\text{W}$  e para os períodos de 25 de julho a 16 de dezembro de 2006 e 15 de fevereiro a 8 de agosto de 2007.

### 3.2 Metodologia

Inicialmente, com o intuito de se evitar efeitos de transientes de mais alta frequência nas análises, os quais não fazem parte do escopo deste trabalho, são calculadas pântadas dos dados de ROL e dos dados reanalisados. Assim, como mostrado na Tabela 3.2 abaixo, tem-se 73 pântadas em cada ano e, em anos bissextos, o dia 29 de fevereiro é incluído na pântada de número 12, sendo, assim, o valor médio de 6 dias.

#### 3.2.1 Início e fim da estação chuvosa

Seguindo a metodologia proposta por Murakami e Nakazawa (1985), o campo de  $ROL_{ant}$  é calculado em relação ao equador geofísico ( $y = 0$ ) da seguinte maneira:

$$ROL_{ant}(x, y) = \frac{ROL(x, y) - ROL(x, -y)}{2} \quad (3.1)$$

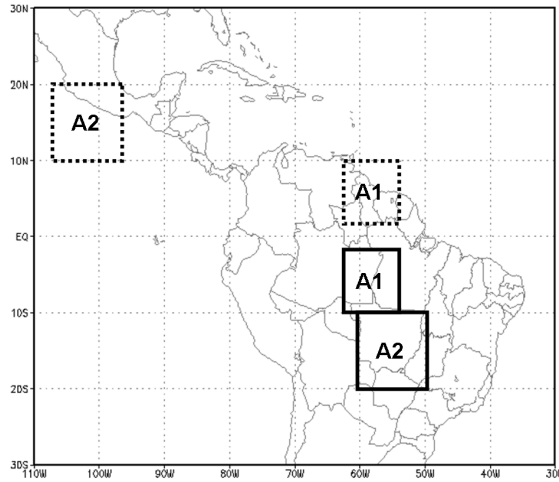
em que  $x$  é a longitude e  $y$  é a distância latitudinal em relação ao equador. O  $ROL_{ant}$  refere-se ao valor de ROL do HS menos o valor de ROL do HN. Assim, valores negativos (positivos) de  $ROL_{ant}$  numa área ao sul do equador indicam presença (ausência) de convecção nesta área. Logo, como já explicitado no capítulo anterior, o campo de  $ROL_{ant}$  pode ser uma variável mais apropriada para se determinar também o IEC e FEC relacionado ao SMAS, já que essa componente está relacionada apenas à sazonalidade monçônica. Em virtude deste parâmetro ainda não ter sido utilizado para essa finalidade, o presente trabalho investiga se o mesmo pode apresentar uma melhoria na detecção das datas de IEC e FEC.

Assim, o cálculo é feito para duas regiões da Bacia Amazônica utilizadas por Marengo et al. (2001), para fins de comparação e validação do método. As áreas são divididas em setores e, nesse trabalho, encontram-se ligeiramente aproximadas já que são selecionadas grades e eles trabalharam com áreas circulares. Como é utilizado o campo de  $ROL_{ant}$ , apenas os setores em latitudes ao sul do equador são analisados, pois, no equador, tal campo é nulo. São eles: Bacia Amazônica Central (2,5°S - 10°S e 62,5°W - 55°W) e Centro-Oeste do Brasil (10°S - 20°S e 60°W - 50°W), BAC e COB, respectivamente.

Cabe ressaltar que a região anti-simétrica equatorialmente à BAC localiza-se em uma região do SMAS. Entretanto, para a região do COB, esse cálculo é ajustado em virtude da disposição espacial do continente americano, o qual possui uma orientação noroeste-sudeste e, como visto em Matsumoto e Murakami (2002), a trajetória anual da atividade convectiva também segue essa orientação. Como o início do sistema de monção da América do Norte localiza-se em 98°W e se propaga para noroeste (VERA et al., 2006), a região anti-simétrica estabelecida para a região do COB é limitada por 20°N - 10°N e 107,5°W - 97,5°W. Essas regiões encontram-se visualizadas na Figura 3.1. A região COB também foi utilizada por Gan et al. (2004). Como eles utilizaram uma metodologia diferente da de Marengo et al. (2001), as datas de IEC e FEC encontradas por eles são tomadas como base para essa região para posterior comparação. Sendo assim, os resultados encontrados são comparados com duas metodologias diferentes de detecção das datas de IEC e FEC.

**Tabela 3.2** – Número de pênadas e as datas do ano referentes às mesmas.

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



**Figura 3.1** – Regiões na Bacia Amazônica utilizadas para análise do IEC e FEC representadas pelos retângulos contínuos. Os retângulos tracejados são as respectivas regiões anti-simétricas.

O valor do  $ROL_{ant}$  é obtido em cada ponto de grade para as regiões da BAC e do COB. Para cada ano, são selecionadas 25 pântadas. Esses 25 valores de  $ROL_{ant}$  para o IEC (FEC) são da pântada média de início (fim) encontrada por Marengo et al. (2001) para a BAC e por Gan et al. (2004) para o COB, adicionados às doze pântadas anteriores e às doze pântadas posteriores a essa. Para os períodos de IEC (FEC) dos anos de 1979 a 2005 (1980 a 2006), as 25 pântadas correspondem a 42 a 66 (20 a 44) para a BAC e 46 a 70 (10 a 34) para o COB.

Em seguida, médias espaciais do campo de  $ROL_{ant}$  ( $\overline{ROL_{ant}}$ ) são obtidas para os períodos de IEC e FEC sobre a BAC e o COB e as séries desses valores médios são plotadas e analisadas detalhadamente para cada EC em cada região. Logo, essas séries são utilizadas para indicação das datas de IEC e FEC, através da alternância de sinais do  $\overline{ROL_{ant}}$ . Para embasamento físico desse método, os aspectos da circulação atmosférica de grande escala são investigados. As pântadas de IEC e FEC encontradas formam uma base para o cálculo de compostos de variáveis atmosféricas para a análise das alterações observadas antes, durante e depois dessas datas. A data de IEC (FEC) é considerada a data de referência. Logo, compostos de ROL, T em 850 hPa,  $\omega$  em 500 hPa, vento em 200 hPa e PNM são obtidos para a pântada -6, pântada -4, pântada -2, IEC (FEC),

pêntada +2, pêntada +4 e pêntada +6 para tais variáveis e para a área limitada por 50°S, 30°N, 110°W e 10°W. Logo, as condições atmosféricas de grande escala são analisadas antes, durante e depois do IEC e do FEC determinados pelo campo de  $ROL_{ant}$  para cada região.

Depois de feita a comparação com as datas encontradas por Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004) para as regiões da BAC e do COB, respectivamente, e da análise das condições atmosféricas associadas, o novo método para determinar as datas de IEC e FEC é testado para a EC com início em 2006 e término em 2007. Para tal, é feita uma comparação das séries do  $\overline{ROL_{ant}}$  das pêntadas de 42 a 66 (20 a 44) para a BAC e 46 a 70 (10 a 34) para o COB do ano de 2006 (2007) com os campos de precipitação do satélite TRMM acumulados a cada cinco dias não sobrepostos e multiplicados por três para as pêntadas de 49 a 58 (25 a 34) para a BAC e de 50 a 59 (18 a 27) para o COB. Essa multiplicação é necessária visto que os dados estão disponíveis em mm/h a cada três horas. A potencialidade desse método para fins de monitoramento está discutida no capítulo de Resultados.

### 3.2.2 Modos de convecção

Para o estudo dos modos de convecção na América tropical, os dados de ROL são filtrados entre 0,4 e 1,2 anos, banda que abrange o ciclo anual e semi-anual dos mesmos. A escolha dessa banda de filtragem é embasada no trabalho de Matsumoto e Murakami (2002), visto que eles encontraram sobre a América do Sul oscilações estacionárias nas escalas anual e semi-anual, dadas pelo campo anti-simétrico e simétrico de ROL, respectivamente. Ainda, o limite superior do filtro é o mesmo usado por Gu e Philander (1995) em seu estudo do ciclo anual da TSM. Assim, todos os cálculos são feitos com o campo de ROL filtrado (ROLF) para que tais ciclos sejam isolados e que outras escalas não influenciem a análise.

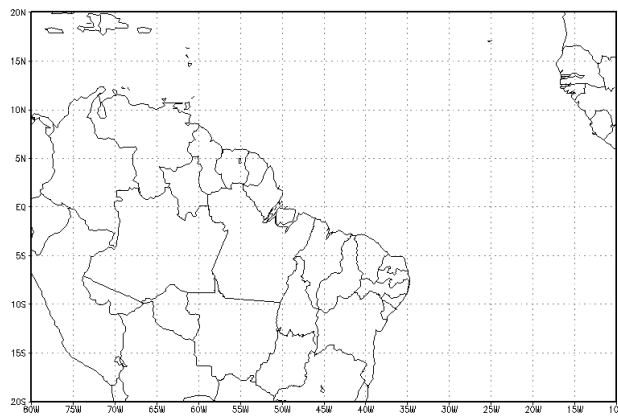
Para tal filtragem, análise de ondaleta é utilizada como um filtro passa-banda para isolar as oscilações no campo de ROL no período de 1979 a 2006 na banda de 0,4 a 1,2 anos em cada ponto de grade (TORRENCE e COMPO, 1998). Esta análise usa a ondaleta de Morlet, que é uma exponencial complexa modulada por uma Gaussiana,  $e^{i\omega_s \eta} e^{-\eta^2/2}$ , com  $\eta = t/s$ , onde  $t$  é

tempo,  $s$  é escala da ondaleta e  $\omega_0$  é uma frequência adimensional. Maiores detalhes sobre a técnica da Transformada de ondaleta encontram-se no Apêndice A. As séries filtradas são obtidas pela equação

$$x'_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{\Re \{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}} \quad (3.2)$$

onde  $\psi_0$  é a função ondaleta,  $C_\delta$  é uma constante para cada ondaleta,  $\Re \{W_n(s_j)\}$  é a parte real da transformada de ondaleta e  $s_j^{1/2}$  converte a transformada de ondaleta em uma escala de energia. A função resposta do filtro é dada pela soma das funções ondaleta entre as escalas  $j_1$  e  $j_2$ .

Os modos dominantes do campo de ROLF para a área limitada por 20°N, 20°S, 80°W e 10°W são obtidos através da análise de EOF dessa variável. Essa metodologia foi escolhida para análise de dados do campo de ROLF, já que tal ferramenta é utilizada para reduzir a dimensionalidade dos dados originais e encontrar os padrões que explicam a maior variância associados à variável. A região foi escolhida por englobar parte da área de atuação do SMAS e oceano Atlântico tropical adjacente, conforme ilustrado na Figura 3.2 abaixo. Os cálculos são feitos para o período total de estudo, que inclui 2044 pântadas (73 pântadas x 28 anos). A técnica de EOF, assim como o equacionamento envolvido, encontram-se detalhados no Apêndice B.



**Figura 3.2** – Região utilizada para as análises de EOF de ROLF.

A separação dos modos é testada usando-se o método proposto por North et al. (1982), no qual um dado modo “n” pode ser dito fisicamente significativo se o autovalor associado  $\lambda_n$  é bem separado dos autovalores vizinhos, isto é,  $\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n$  e  $\delta\lambda_{n+1} < \Delta\lambda_{n+1}$ , onde  $\delta\lambda_n \sim \lambda_n \sqrt{(2/N)}$  é o erro de amostragem de  $\lambda_n$ , N é o número de Graus de Liberdade (GL) e  $\Delta\lambda_n = \lambda_n - \lambda_{n+1}$  é a diferença entre os autovalores. Cada autovetor fornece a configuração espacial de um modo e é apresentado como um padrão de correlação. Para se avaliar a significância estatística das correlações, é necessário obter os GL das séries. Isso é feito conhecendo-se o período da onda mais longa (73 pêntadas). Logo, o número de GL é o resultado da divisão do comprimento total dos dados (2044 pêntadas) por esse período, resultando em 28 GL. Considera-se, ainda, que as variáveis possuem uma distribuição normal e, assim, a hipótese nula é assumida. Logo, usando o teste t-Student para 28 GL, tem-se que correlações maiores que 0,4 e as correlações menores que -0,4 são significativas no nível de confiança de 95%.

As séries das componentes principais (PC, em inglês) obtidas com a análise de EOF fornecem as variações temporais do modo correspondente. Assim, os aspectos evolutivos dos modos encontrados na EOF são analisados através de mapas de correlação simultânea e com defasagem entre o PC correspondente a cada modo com as séries temporais de ROLF em cada ponto de grade da região limitada por 20°N, 40°S, 80°W e 10°W. Essa área estende-se até 40°S para incluir a área influenciada pela ZCAS, que é parte do SMAS (VERA et al., 2006). As correlações com defasagem são obtidas adiantando-se as séries temporais do ROLF em relação aos PCs. O número máximo de defasagens é de 36 pêntadas (metade de um ciclo anual). Sendo assim, é possível observar todas as escalas das oscilações presentes nos dados, visto que a escala anual é a de maior período. Para avaliar a significância estatística dessas correlações, o número de GL é estimado como o número de anos, ou seja, 28 GL. Aplicando o teste t-Student para 28 GL tem-se que correlações absolutas maiores que 0,40 são significativas em um nível de confiança de 95%.

Para se obter as relações entre os padrões de evolução do campo de ROLF e as características da circulação geral da atmosfera associada na escala anual e semi-anual, o PC do primeiro modo (PC1) da análise de EOF é correlacionado, em cada ponto de grade, com as séries dos campos também filtrados de PNM,  $\omega$  em 500 hPa, T em 850 hPa e PW. Essas correlações também são



simultâneas e com defasagem de 36 pênadas, com esta última obtida adiantando-se as séries temporais dessas variáveis em relação aos PCs.

### 3.2.3 Análise Termodinâmica

Os resultados obtidos na análise dos modos de convecção tropical são utilizados para investigações acerca dos processos físicos e dinâmicos relacionados aos modos monçônico e ZCIT encontrados na etapa anterior. Nesta seção, os métodos utilizados para tal finalidade são os balanços de umidade e calor, os quais são efetuados com o objetivo de se analisar a distribuição vertical de cada termo, assim como identificar fontes e sumidouros de umidade e calor.

#### 3.2.3.1 Balanço de Umidade

Cabe ressaltar que a Reanálise 2 do NCEP-DOE não possui dados de  $q$  em níveis de pressão. Sendo assim, tal variável é calculada inicialmente utilizando-se os dados de  $RH$  e  $T$  para os níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa. Para tal, a pressão de vapor de saturação ( $e_s$ ) é calculada através de fórmula de Goff e Gratch (1946):

$$\log_{10} e_s = -7,90298 \left( \frac{T_s}{T} - 1 \right) + 5,02808 \log_{10} \left( \frac{T_s}{T} \right) - 1,3816 \cdot 10^{-7} \left( 10^{11,344 \left[ 1 - (T/T_s) \right]} - 1 \right) + 8,1328 \cdot 10^{-3} \left( 10^{-3,49149 \left[ (T_s/T) - 1 \right]} - 1 \right) + \log_{10} e_{ws} \quad (3.3)$$

em que  $T$  é a temperatura em  $K$ ,  $T_s = 373,16K$  e  $e_{ws} = 1013,246$  para a pressão de vapor em mb. Apesar de esta fórmula ser mais complicada do ponto de vista matemático, ela é utilizada por fornecer maior precisão em baixas temperaturas quando comparada a outras formulações (MURRAY, 1967). Em seguida, a pressão de vapor ( $e$ ) é calculada através da fórmula:

$$e = e_s \cdot \frac{RH}{100} \quad (3.4)$$

Assim, com o valor de  $e$ , tem-se que o valor de  $q$  é dado por:

$$q = 0,622 \left( \frac{e}{lev - 0,378.e} \right) \quad (3.5)$$

em que  $lev$  é o nível em que  $q$  está sendo calculado (de 1000 a 300 hPa).

Depois de calculados os valores de  $q$ , os termos da equação do balanço de umidade são estimados. Para tal, a equação da conservação do vapor d'água em coordenadas de pressão é dada por (PEIXOTO e OORT, 1992):

$$\frac{dq}{dt} = S \quad (3.6)$$

em que  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p}$ ,  $q$  é a umidade específica,  $u$ ,  $v$  e  $\omega$  são as componentes zonal, meridional e vertical do vento, respectivamente e  $S$  representa o armazenamento de vapor d'água, sendo a diferença entre fontes e sumidouros de umidade. O termo  $S$  pode ser representado por  $E - C$ , a diferença entre a taxa de evaporação e a taxa de condensação por unidade de massa. Estudos que aplicam a equação (3.6) assumem frequentemente que toda a água condensada imediatamente precipita ( $P$ ) e, assim  $S = E - P$  (p.e., PALMÉN e HOLOPAINEN, 1962). Logo, o balanço de água na fase de vapor por unidade de massa em um dado ponto da atmosfera e em um instante  $t$  pode ser expresso como:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = E - P \quad (3.7)$$

ou seja,

$$\underbrace{\frac{\partial q}{\partial t}}_1 + \underbrace{\vec{V} \cdot \Delta q}_2 + \underbrace{\omega \frac{\partial q}{\partial p}}_3 = \underbrace{E - P}_4 \quad (3.8)$$

sendo,  $\vec{V}$  o vetor vento horizontal. Portanto, a equação do balanço de umidade para uma parcela de ar é dada pela equação (3.8), em que o termo 1 indica a tendência local de  $q$ ; o termo 2 a advecção horizontal de  $q$ ; o termo 3 a advecção vertical de  $q$  e, o termo 4, as fontes ( $E - P > 0$ ) ou sumidouros ( $E - P < 0$ ) de umidade atmosférica, referido, a partir de agora, como termo resíduo.

### 3.2.3.2 Balanço de Calor

Para o balanço de calor, é utilizada a equação da energia termodinâmica (HOLTON, 2004):

$$c_p \frac{DT}{Dt} - \alpha \frac{Dp}{Dt} = J \quad (3.9)$$

em que  $c_p$  é o calor específico a pressão constante ( $= 1004 \text{ J/kgK}$ ),  $T$  é a temperatura,  $p$  é a pressão e  $\alpha$  é o volume específico. Assim, o primeiro termo do lado esquerdo indica a variação na energia interna (térmica) do ar seco; o segundo mostra a taxa de trabalho realizado pelo fluido por unidade de massa e, o termo do lado direito ( $J$ ), representa o aquecimento diabático realizado por meios externos, tais como radiação ou através da mudança de fase.

Então, como  $\omega = \frac{Dp}{Dt}$  e  $\alpha = \frac{-\partial\phi}{\partial p}$ , em que  $\phi$  é o geopotencial, a equação (3.9) torna-se:

$$c_p \frac{DT}{Dt} + \omega \frac{\partial\phi}{\partial p} = J \quad (3.10)$$

Logo, expandindo a equação (3.10), como feito para a equação (3.6), tem-se:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{\omega}{c_p} \frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{J}{c_p}$$

Assim,

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_1 + \underbrace{\vec{V} \cdot \nabla T}_2 + \underbrace{\omega \left( \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)}_3 = \underbrace{\frac{J}{c_p}}_4 \quad (3.11)$$

Portanto, a equação do balanço de calor para uma parcela de ar é dada pela equação (3.11), em que o termo 1 indica a tendência local de  $T$ , o termo 2 a advecção horizontal de  $T$ , o termo 3 a mudança de  $T$  devido ao processo de expansão ou compressão adiabática da parcela de ar, referido, a partir de agora, como termo adiabático e, o termo 4, as fontes e sumidouros de calor devido a processos diabáticos, tais como: taxa de aquecimento ou resfriamento radiativo e de aquecimento da atmosfera devido à liberação de calor latente e/ou sensível, referido, a partir de agora, como termo diabático.

As derivadas parciais do termo de advecção horizontal de  $q$  e  $T$  são aproximadas por diferenças finitas centradas em cada ponto de grade da região de estudo. Utilizando as componentes  $u$ ,  $v$ ,  $q$  e  $T$  em cada nível, o cálculo é feito pelas equações abaixo:

$$\vec{V} \cdot \Delta q(i, j, k, l) = u(i, j, k, l) \left( \frac{q(i+1, j, k, l) - q(i-1, j, k, l)}{2dx} \right) + v(i, j, k, l) \left( \frac{q(i, j+1, k, l) - q(i, j-1, k, l)}{2dy} \right)$$

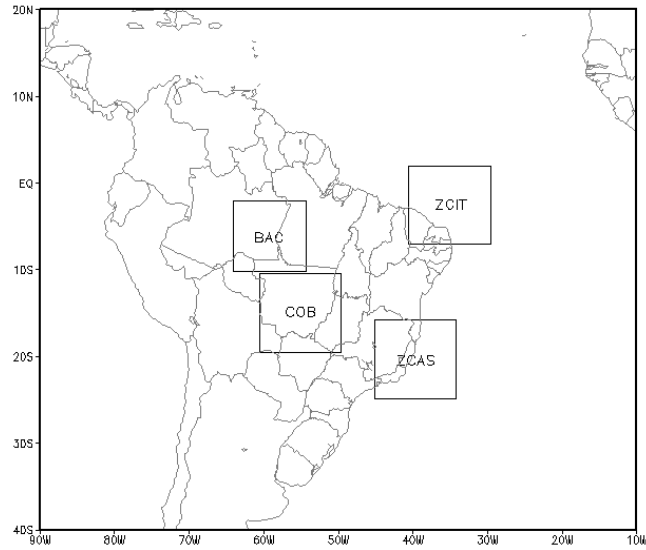
$$\vec{V} \cdot \Delta T(i, j, k, l) = u(i, j, k, l) \left( \frac{T(i+1, j, k, l) - T(i-1, j, k, l)}{2dx} \right) + v(i, j, k, l) \left( \frac{T(i, j+1, k, l) - T(i, j-1, k, l)}{2dy} \right)$$

em que  $i$ ,  $j$  e  $k$  são as posições do ponto de grade na direção  $x$ ,  $y$  e  $z$  (longitude, latitude e nível na vertical), respectivamente,  $l$  é o tempo, em pênadas e  $dx$  e  $dy$  são as distâncias entre dois pontos de grade na direção  $x$  e  $y$ , respectivamente.

Assim, as fontes e sumidouros de  $q$  e  $T$  são calculados como os resíduos das respectivas

equações (3.8) e (3.11). Cabe ressaltar que o presente trabalho não discute o balanço quantitativo de umidade e calor e, sim, analisa as estruturas verticais dessas equações no que concerne ao estabelecimento do SAMS e da ZCIT, visto que o balanço quantitativo ainda gera muitas incertezas devido à qualidade dos dados, principalmente sobre a Bacia Amazônica (MARENGO, 2005). Logo, todos os termos são calculados para quatro regiões: três delas constituintes do SMAS (sendo as duas primeiras aquelas utilizadas no método de detecção de IEC e FEC) e a última referente à ZCIT. São elas: BAC, COB, ZCAS, limitada por 15°S, 25°S, 45°W e 35°W e ZCIT, limitada por 2.5°N, 7.5°S, 40°W e 30°W (Figura 3.3).

Os termos de transportes realizados pelos distúrbios transientes não são analisados porque os mesmos são de magnitude pequena para a região tropical quando comparados ao transporte total (p.e., RAO et al., 1996; LABRAGA et al., 2000). Os termos calculados são filtrados para isolar as oscilações no período anual e semi-anual, na banda entre 0,4 e 1,2 anos. A técnica utilizada também é a análise de ondaleta, descrita na seção anterior. A evolução de cada termo das equações (3.8) e (3.11) é analisada através de mapas de correlação, os quais são obtidos correlacionando a série temporal correspondente do PC1 (simultânea e com defasagem) com as séries temporais de cada termo das equações do balanço em cada ponto de grade para cada nível na vertical. As defasagens de 0 a 73 pênadas são inseridas nas séries temporais dos termos das equações, os quais são adiantados em relação ao PC1, sendo possível observar todas as escalas das oscilações presentes nos dados, visto que a escala anual é a de maior período. Para avaliar a significância estatística dessas correlações, o número de GL é estimado como o número de anos, que é 28. Assim, aplicando o teste t-Student para 28 GL tem-se que correlações absolutas maiores que 0,40 são significativas em um nível de confiança de 95%. Logo, correlações absolutas consideradas significativas nos mapas de correlações são aquelas maiores ou iguais a 0,40. Correlações entre o PC1 e o campo de Convergência Horizontal do Fluxo de Umidade (CHFU) e entre o PC1 e o campo de T também são calculadas para as regiões da BAC, do COB e da ZCAS para as defasagens de 0 a 73 pênadas, novamente com os campos de CHFU e de T adiantados em relação ao PC1.



**Figura 3.3** – Regiões utilizadas para os balanços de umidade e calor.

### 3.2.3.3 Fluxos de calor em superfície

Os campos de FCS e FCL também são utilizados. Esses campos são filtrados para isolar as oscilações no período anual e semi-anual, na banda entre 0,4 e 1,2 anos, utilizando-se, novamente, a técnica de ondaleta. A evolução desses campos é analisada através das correlações da série temporal do PC1 com as séries temporais do FCS e FCL para as defasagens de 0 a 73 pântadas. Tais defasagens são inseridas nos termos do FCS e FCL e, assim, os mesmos encontram-se adiantados em relação ao PC1. O número de GL é estimado como o número de anos, que é 28. Assim, correlações absolutas maiores que 0,40 são significativas em um nível de confiança de 95%. Como esses termos são disponibilizados apenas em superfície, os gráficos ilustram as defasagens no eixo das abscissas e o valor das correlações no eixo das ordenadas.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Início e Fim da Estação Chuvosa

Inicialmente, o cálculo do novo método de IEC e FEC foi feito aplicando-se a técnica de EOF ao campo de  $ROL_{ant}$ , como sugerido na Proposta de Tese (não mostrado). A metodologia foi alterada para a descrita no capítulo 3 e os resultados não se alteraram. Assim, os resultados analisados nessa seção são os encontrados com a nova metodologia.

#### 4.1.1 Bacia Amazônica Central

O campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  é analisado separadamente para o período entre as pântadas 42 e 66 dos anos de 1979 a 2005, período esse correspondente ao IEC na região da BAC. A Figura 4.1 mostra a transição da ES para a EC observada nesses anos, já que os valores positivos (negativos) de  $\overline{ROL_{ant}}$  indicam uma diminuição (aumento) de atividade convectiva na região da BAC. A análise dessas séries temporais indica que a mudança do sinal positivo para negativo no período ocorre entre as pântadas 50 e 58, aproximadamente, dependendo do ano. Assim, essas datas correspondem ao início da atividade convectiva relacionada à monção na região da BAC.

Através de uma análise detalhada das séries temporais visualizadas na Figura 4.1, tem-se que a mudança do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  de positivo para negativo é definitiva em alguns anos, ou seja, uma vez que a inversão de sinal ocorre, valores positivos não são mais observados, como no caso dos anos 1981, 1982, 1983, 1987, 1990, 2000, 2001 e 2002. Essa inversão de sinal nem sempre acontece de maneira definitiva em todos os anos, ou seja, uma vez que o  $\overline{ROL_{ant}}$  torna-se negativo, sinais positivos podem ainda ser observados nas pântadas seguintes resultando em um comportamento oscilatório, com valores negativos e positivos ocorrendo alternadamente. Esta característica é claramente notada nos anos de 1989, 1991, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998 e 1999. Essa alternância de sinais do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  pode refletir variações na convecção tropical nas Américas associadas com a Oscilação de Madden e Julian (OMJ), visto que no

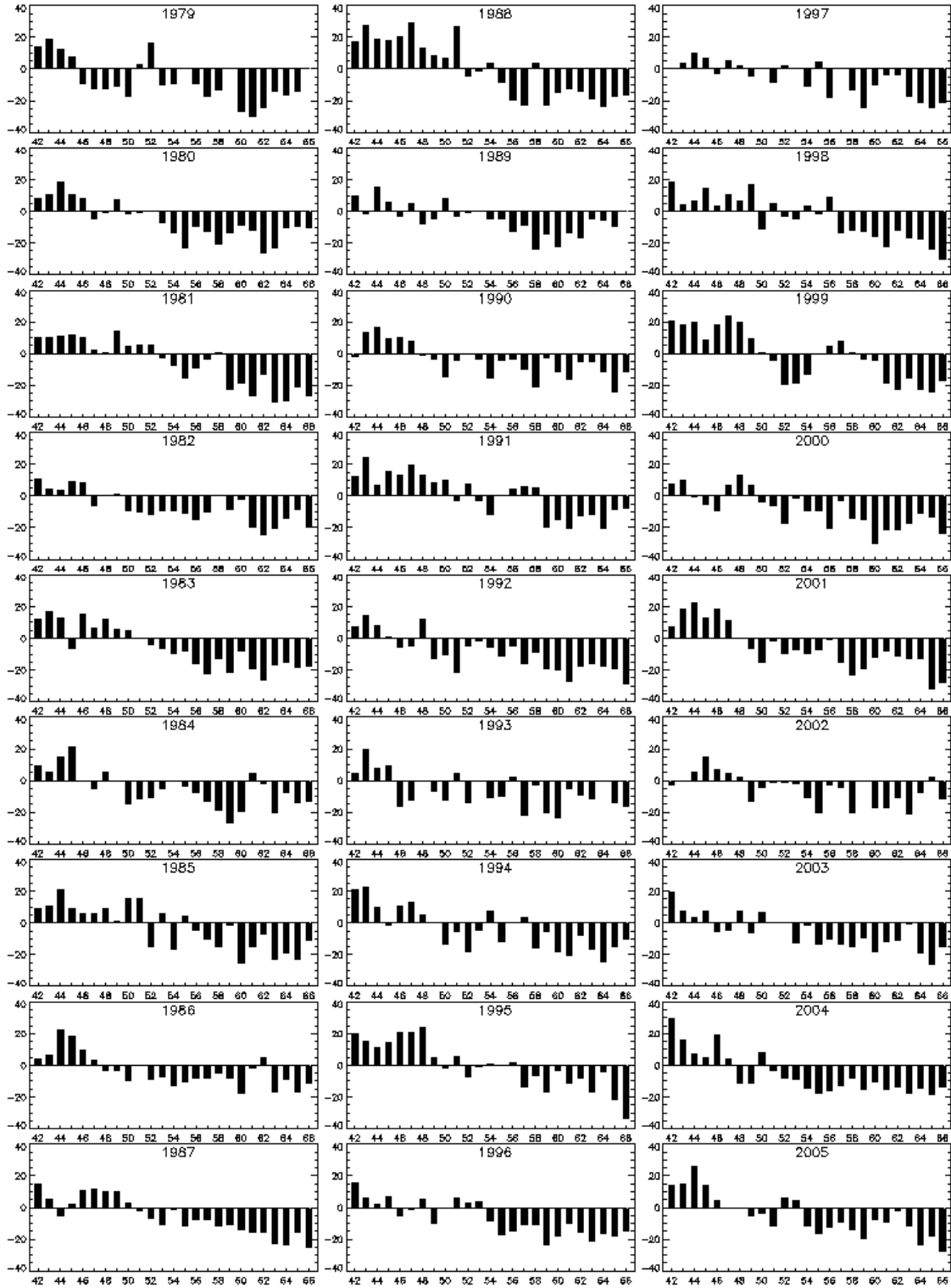


FIGURA 4.1 –  $\overline{ROL_{ant}}$  sobre a região da BAC para as pênaldas de IEC dos anos de 1979 a 2005.

As unidades do eixo das ordenadas são  $W / m^2$ .



período de maio a setembro os sinais da OMJ são encontrados sobre a América Central, região equatorialmente anti-simétrica à BAC (KAYANO e KOUSKY, 1999). Entretanto, vale observar que uma vez que a seqüência de valores predominantemente positivos de  $\overline{ROL_{ant}}$  é interrompida, uma seqüência de mais que cinco pântadas desses valores positivos, característica da ES, não ocorrem novamente. Assim, a pântada de IEC pode ser inferida da série de  $\overline{ROL_{ant}}$  como a pântada correspondente ao valor negativo de  $\overline{ROL_{ant}}$  que interrompe a seqüência de valores predominantemente positivos notada inicialmente. Na Tabela 4.1 encontram-se as pântadas de IEC para a região da BAC utilizando esse critério, com a pântada média de IEC sendo a pântada 53. Esse resultado é concordante com o de Marengo et al. (2001), visto que eles encontraram a pântada 54 como pântada média de IEC para a região da BAC. Apesar de Silva e Carvalho (2007) também terem utilizado um método que não é baseado em valores limítrofes, essa pântada não é comparada com a encontrada por elas já que sua região de estudo é bem maior do que a do presente trabalho.

Cabe ressaltar uma característica interessante do IEC na região da BAC notada na Figura 4.1. Se a mudança de sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  ocorre antes da pântada média (pântada 53), a série do  $\overline{ROL_{ant}}$  mostra um aspecto oscilatório depois dessa mudança. Tal comportamento é claramente observado nos anos de: 1979, 1993, 1994, 1997 e 1999. Por outro lado, se a mudança do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  ocorrer depois da pântada média, o IEC parece melhor definido, como notado nos anos de 1985 e 1988. Outro aspecto interessante é que nos anos de El Niño de 1991, 1994 e 1997 observa-se IEC atrasado na região. Essa relação foi encontrada por Marengo et al. (2001) e Liebmann e Marengo (2001) através da correlação entre TSM média mensal e as pântadas de IEC para a região. Pois, em anos de El Niño, movimento ascendente anômalo é observado sobre o Pacífico equatorial leste e, assim, subsidência anômala pode ser notada sobre a região de estudo. Logo, as condições atmosféricas de grande escala podem influenciar no atraso do IEC na região da BAC. Quanto aos anos de La Niña, datas de IEC atrasadas ocorrem durante os anos de 1988 e 1998, enquanto que, no ano de 2000, observa-se um IEC adiantado. De uma maneira geral, a pântada média de IEC encontrada neste trabalho (pântada 53) está mais próxima daquela

**Tabela 4.1** – Início, fim e duração da EC para a região da BAC.

<b>EC</b>	<b>IEC</b>	<b>FEC</b>	<b>DURAÇÃO</b>
1979-1980	46	22	50
1980-1981	53	21	42
1981-1982	53	30	51
1982-1983	50	25	49
1983-1984	52	29	51
1984-1985	50	31	55
1985-1986	56	28	46
1986-1987	48	27	53
1987-1988	51	29	52
1988-1989	55	40	59
1989-1990	54	27	47
1990-1991	49	30	55
1991-1992	59	27	42
1992-1993	49	30	55
1993-1994	46	37	65
1994-1995	58	30	46
1995-1996	57	31	48
1996-1997	54	28	48
1997-1998	58	26	42
1998-1999	57	30	47
1999-2000	59	28	43
2000-2001	50	38	62
2001-2002	49	27	52
2002-2003	49	27	52
2003-2004	53	28	49
2004-2005	51	27	50
2005-2006	54	30	50
<b>MÉDIA</b>	<b>53</b>	<b>29</b>	<b>50,4</b>

encontrada por Marengo et al. (2001) (pêntada 54), que utilizaram precipitação como critério, do que a encontrada por Kousky (1988) (pêntada 50), que utilizou um limiar de ROL.

A transição da EC para a ES pode ser vista na Figura 4.2, que mostra o  $\overline{ROL_{ant}}$  das pêntadas de 20 a 44 dos anos de 1980 a 2006. Nesses gráficos, a mudança de sinal do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  é inversa ao IEC. Essa transição é indicada pela mudança do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  de negativo (convecção intensificada) para positivo (convecção reduzida). A pêntada média de FEC é a pêntada 29. Nesse caso, a transição da EC para a ES é mais regular quando comparado ao IEC, com poucos anos apresentando um comportamento oscilatório nas séries de  $\overline{ROL_{ant}}$  durante o FEC. Esse é o caso para os anos 1989, 1994 e 2001, quando a seqüência negativa de  $\overline{ROL_{ant}}$  é interrompida depois da pêntada 29. Entretanto, se a seqüência é interrompida antes da pêntada 29, o FEC é bem definido, como indicado pelos subseqüentes valores positivos de  $\overline{ROL_{ant}}$ . As pêntadas de FEC encontradas para a região da BAC com essa metodologia também se encontram na Tabela 4.1. As datas de FEC estão adiantadas (atrasadas) em relação à média nos anos de El Niño (La Niña) de 1983, 1992, 1998 e 2003 (1989 e 2001). Logo, o ciclo ENOS pode influenciar nas datas de FEC na região da BAC. Esse resultado não concorda com o de Marengo et al. (2001) que não apresenta correlações significativas entre anomalias de TSM no Pacífico tropical e o FEC na região. Cabe ressaltar que a pêntada média de FEC encontrada neste trabalho (pêntada 29) encontra-se mais próxima daquela encontrada por Marengo et al. (2001) (pêntada 32) quando comparada com a encontrada por Kousky (1988) (pêntada 28).

A duração de cada EC também pode ser vista na Tabela 4.1, sendo definida pelo comprimento em pêntadas entre as datas de IEC e FEC. A duração média é de 50 pêntadas, aproximadamente. As ECs com menor duração (42 pêntadas) são as de 1980-1981, 1991-1992 e 1997-1998, sendo as duas últimas ECs anos de El Niño. Já a EC de maior duração (65 pêntadas) foi a de 1993-1994.

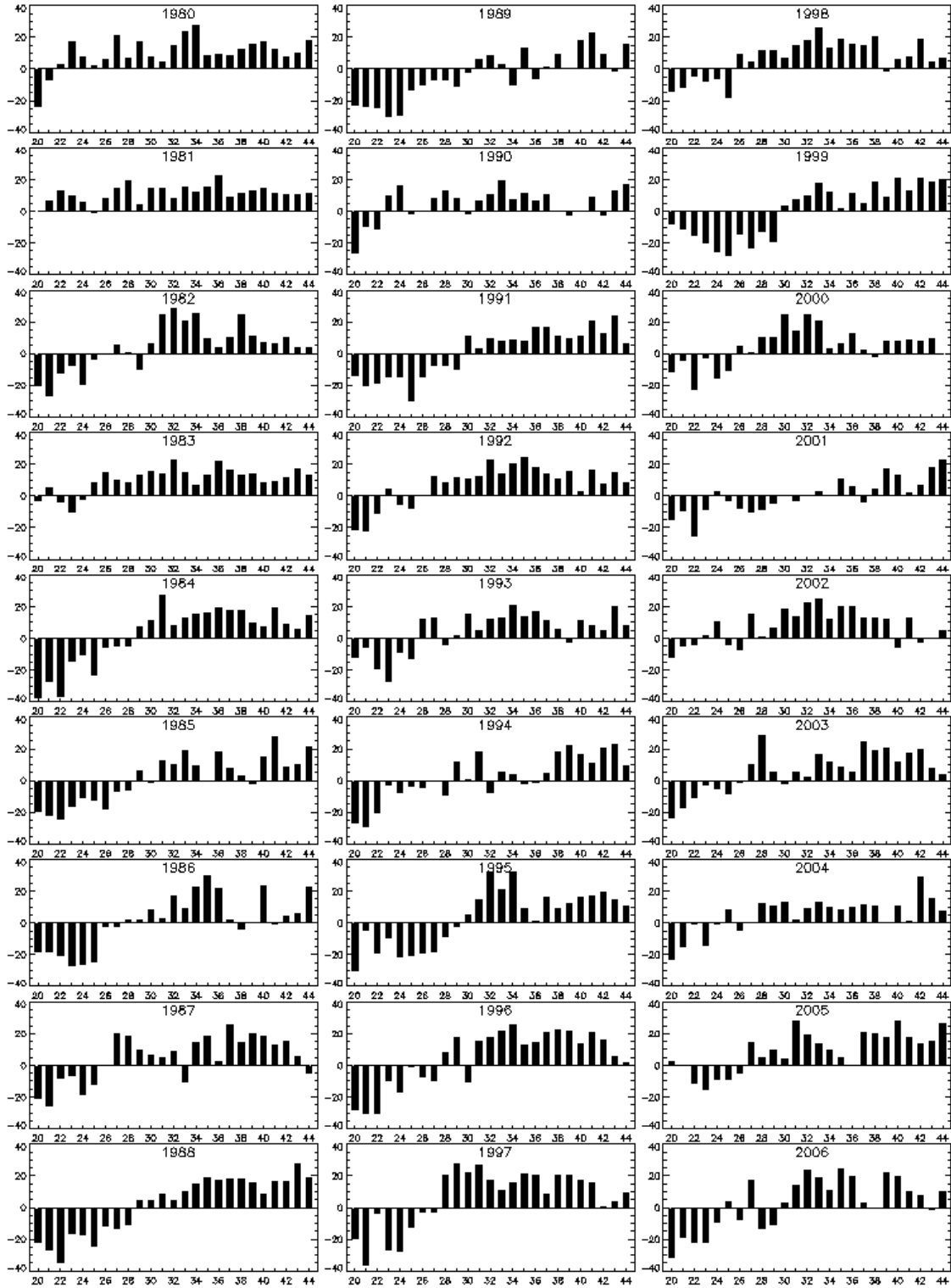


FIGURA 4.2 – Idem a Figura 4.1, mas para as pântadas de FEC dos anos de 1980 a 2006.

#### 4.1.1.1 Composições para o IEC na BAC

Os compostos de ROL mostram a evolução da convecção monçônica no período de IEC na região da BAC (Figura 4.3). Na pântada -6, a maior atividade convectiva, representada por valores de ROL menores que  $220 \text{ W/m}^2$ , pode ser observada na região noroeste da Amazônia, na América Central e ao longo das ZCIT no sudeste do Pacífico norte e no Atlântico equatorial norte; enquanto altos valores de ROL (maiores que  $240 \text{ W/m}^2$ ,) são notados em grande parte do centro-leste da América do Sul e ao longo das áreas de alta pressão localizadas no Atlântico subtropical norte e sul e no Pacífico subtropical sul. A convecção na América Central começa a se enfraquecer, indicando a transição da monção entre o HN e o HS na pântada -4. Da pântada -2 à pântada de IEC, a convecção intensifica-se progressivamente e desloca-se para sudeste, enquanto a convecção na ZCIT do Pacífico está relativamente enfraquecida. Essa configuração de expansão da convecção para sudeste já foi notada anteriormente (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004) e é uma característica típica do SMAS. Na pântada de IEC, a banda de convecção orientada na direção noroeste-sudeste estende-se da região Amazônica até o sudeste da América do Sul e oceano Atlântico adjacente. Essa configuração está relacionada aos sistemas transientes que estacionam na região, dando origem à ZCAS (STRETEN 1973; YASUNARI 1977; KODAMA 1992; 1993). Na pântada +2, a convecção permanece intensa em grande parte da Bacia Amazônica, enquanto a convecção associada com a ZCIT do Atlântico move-se ligeiramente para oeste, ficando mais próxima da costa norte/nordeste do continente. A convecção intensifica-se e se expande sobre grande parte da região do SMAS na pântada +4. Nesse tempo, a convecção associada com a ZCIT do Atlântico intensifica-se, enquanto a mesma associada com a ZCIT do Pacífico encontra-se relativamente enfraquecida. Finalmente, na pântada +6, a convecção encontra-se bem configurada e intensa na região do SMAS, quando não se observa atividade convectiva na América Central. A ZCIT do Pacífico encontra-se bem enfraquecida nesse tempo, com valores de ROL maiores que  $230 \text{ W/m}^2$ , enquanto a convecção mais intensa (valores de ROL menores que  $220 \text{ W/m}^2$ ) relacionada com a ZCIT do Atlântico encontra-se mais próxima da costa norte da América do Sul, centrada em aproximadamente  $10^\circ\text{N}$ . Consistentemente tem-se que, como a pântada média de IEC é a 53, a pântada +6 refere-se à pântada 59, meados da primavera, época do ano que a ZCIT atinge sua posição mais ao norte, aproximadamente  $8^\circ\text{N}$  (HASTENRATH e HELLER,

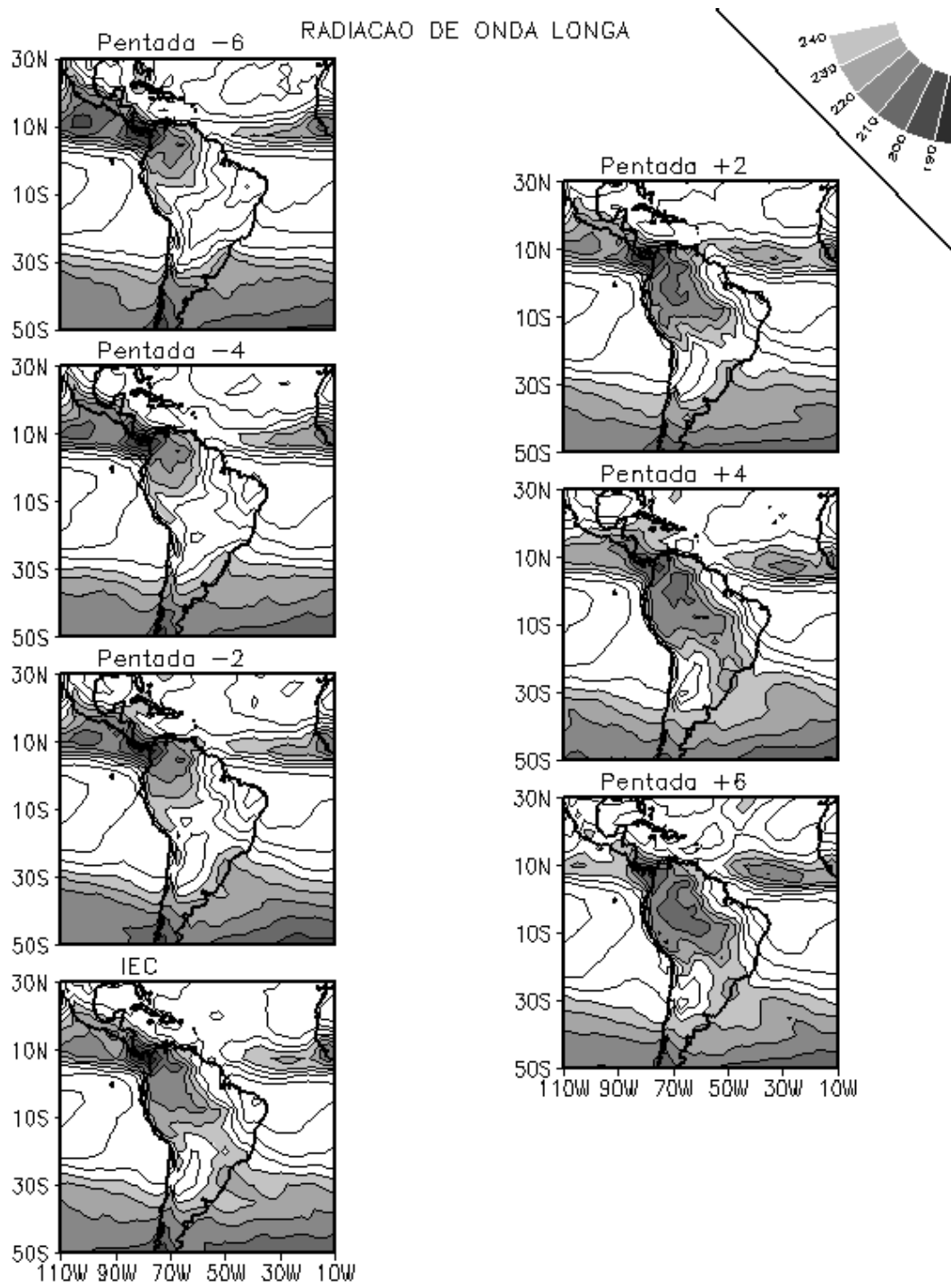


FIGURA 4.3 – Compostos de ROL para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de  $10 W/m^2$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de  $240 W/m^2$ .

1977). Algumas similaridades são notadas entre esses compostos de ROL e aqueles obtidos por Horel et al. (1989). A Figura 10d deles (aproximadamente três pântadas depois do IEC no sudeste da Amazônia) é bem similar ao composto exibido na pântada +6. Essa diferença de três pântadas é justificada pelo fato de que eles utilizaram uma área a sudeste da BAC, cuja convecção se inicia após a da BAC.

A Figura 4.4 mostra os compostos para T em 850 hPa no período de IEC na região da BAC. Na pântada -6, temperaturas superiores a 291 K são observadas na América Central e áreas oceânicas adjacentes ao norte de 10°N e na Bacia Amazônica ao sul do equador e temperaturas superiores a 285 K são notadas no continente ao norte de 30°S, enquanto temperaturas inferiores a esse valor são observadas ao sul dessa latitude. Gradualmente, temperaturas superiores a 291 K ocupam uma grande área da América do Sul ao norte de 20°S e a oeste de 40°W, que abrange grande parte da Bacia Amazônica, exceto em duas pequenas áreas no noroeste da América do Sul. Esse aquecimento em baixos níveis ocorre da pântada -4 à pântada de IEC, o que confirma que o IEC na região monçônica da América do Sul está associado com um aumento de temperatura em baixos níveis na região. Nesse período, não são observadas alterações nos valores de T na região da América Central, enquanto os valores de T ao sul aproximadamente de 30°S continuam inferiores a 285 K. Uma vez que a EC encontra-se estabelecida na região da BAC, temperaturas superiores a 291 K permanecem em toda a região do SMAS, enquanto temperaturas inferiores a 291 K são notadas na América Central. Esse resfriamento notado na região da América Central até a pântada +6 é relativamente acentuado, já que a área com valores de T maiores que 291 K na região encontra-se reduzida nesse tempo, quando comparada às pântadas anteriores. Portanto, a ocorrência quase simultânea de um aquecimento em baixos níveis na região do SMAS e um resfriamento na América Central indica a transição sazonal dos sistemas monçônicos do HN para o HS.

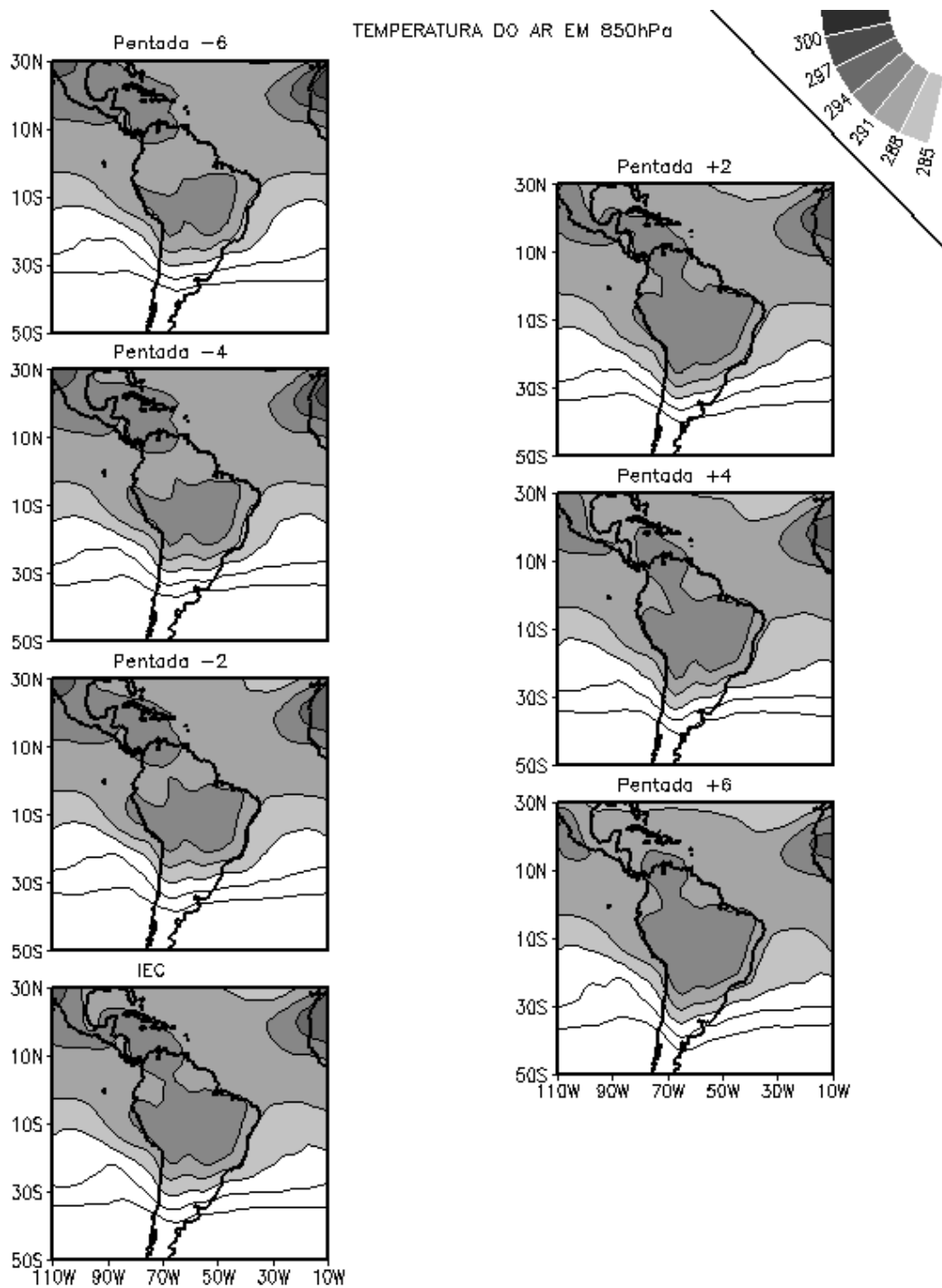


FIGURA 4.4 – Compostos de T em 850 hPa para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de 3 K. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 285 K.



A Figura 4.5 mostra o campo de  $\omega$  em 500 hPa. Movimentos ascendentes ( $\omega < 0$ ) bem configurados são notados em uma banda zonal ao longo de  $10^{\circ}\text{N}$  relacionado às ZCIT do Atlântico e do Pacífico, na região da América Central e ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$  na América do Sul nas pêntadas -6 e -4. Na pêntada -2 o movimento ascendente intensifica-se na região da BAC, o que é coerente com a convecção intensificada e o aquecimento em baixos níveis notados nessa região (Figuras 4.3 e 4.4). Nesse tempo, os valores de  $\omega < 0$  encontram-se mais intensos nas regiões das ZCIT do Pacífico e do Atlântico, quando comparado à pêntada -6. Da pêntada -2 a +4, o movimento ascendente intensifica-se e ocupa grande parte da área do SMAS com as maiores magnitudes ao longo da ZCAS. Simultaneamente, observa-se redução de movimento ascendente na região da América Central. Essa configuração de movimento ascendente é consistente com os baixos valores de ROL orientados na direção noroeste-sudeste na região da ZCAS, como notado na pêntada +4 (Figura 4.3). Nesse período, os movimentos ascendentes são relativamente enfraquecidos na região da ZCIT do Pacífico, enquanto os valores mais intensos de  $\omega < 0$  associado com a ZCIT do Atlântico aproximam-se da costa nordeste da América do Sul, centrada em aproximadamente  $10^{\circ}\text{N}$ . Esses aspectos notados no campo de  $\omega$  em 500 hPa são coerentes com o campo de ROL nesse período, no qual nota-se a atividade convectiva mais intensa na região da ZCIT do Atlântico e o enfraquecimento da mesma na região da ZCIT do Pacífico (Figura 4.3). Uma vez que a EC monçônica encontra-se estabelecida na pêntada +6, movimentos ascendentes ( $\omega < 0$ ) são notados em grande parte da América do Sul, com as maiores magnitudes ao longo da região da ZCAS, assim como nas regiões das ZCIT, com os máximos valores de  $\omega < 0$  associados com a ZCIT do Pacífico confinados no limite do extremo noroeste da América do Sul. Essa configuração é bem consistente com o campo de ROL observado nesse tempo (Figura 4.3). Nessa pêntada, movimentos descendentes ( $\omega > 0$ ) são observados sobre a região América Central, confirmando a transição dos sistemas monçônicos entre os dois hemisférios.

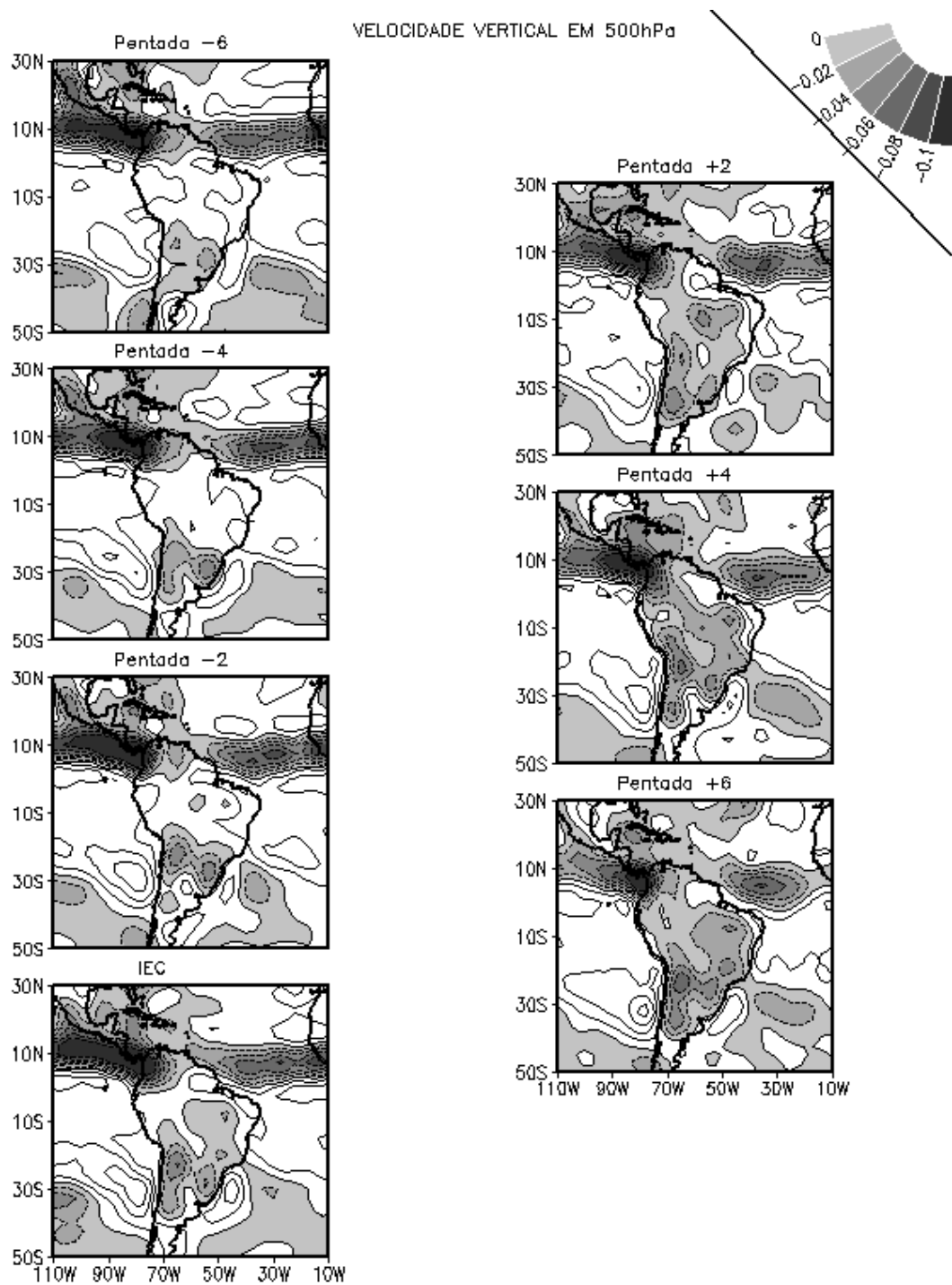


FIGURA 4.5 – Compostos de  $\omega$  em 500 hPa para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de  $0,02 \text{ Pa s}^{-1}$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de  $0 \text{ Pa s}^{-1}$ .

A Figura 4.6 mostra os compostos de escoamento do vento em 200 hPa. Conforme pode ser visto neste campo, o estabelecimento do SMAS também é acompanhado pelo desenvolvimento da AB (Figura 4.6). O escoamento de nordeste cruza o equador na banda longitudinal entre 110°W e 50°W e gira para leste ao redor de 10°S nas pântadas -6 e -4. Como a pântada média de IEC é a pântada 53, as pântadas -6 e -4 correspondem às pântadas 47 e 49 (últimas semanas do mês de agosto, ou seja, fim do inverno austral). Nesse período, o escoamento de oeste é dominante em altos níveis ao sul de 10°S e contribui para esse giro para leste do escoamento de nordeste. Gradualmente, o escoamento de nordeste torna-se mais meridional dando origem a uma circulação anticiclônica fechada em altos níveis no norte do Brasil e um cavado corrente abaixo no Atlântico próximo à costa nordeste do Brasil nas pântadas -2 e de IEC. O rápido desenvolvimento desse anticiclone em altos níveis durante o IEC já foi documentado por Horel et al. (1989) como sendo uma resposta à liberação de calor latente na Amazônia em virtude do início da atividade convectiva, consistentemente com os baixos valores de ROL observados na região nessa pântada (Figura 4.3). Essa região de alta pressão em 200 hPa é relacionada com divergência do vento em altos níveis, o que é coerente com a presença de movimento ascendente nesse tempo, além da atividade convectiva, notadas nos campos de  $\omega$  em 500 hPa e ROL, respectivamente (Figuras 4.5 e 4.3). Um centro de alta pressão também pode ser observado na região da América Central, o qual é consistente com a alta atividade convectiva e com a presença de movimento ascendente na região (Figuras 4.3 e 4.5). No período referente às pântadas +2, +4 e +6, a AB se move para sul e é observado sobre a região da Bolívia, enquanto o cavado corrente abaixo é gradualmente acentuado e encontra-se bem configurado na pântada +6. Na média, essas pântadas correspondem às pântadas 55, 57 e 59 (mês de outubro, aproximadamente) e referem-se ao meio da primavera. Esse resultado, juntamente com o aquecimento em baixos níveis como mostrado no campo de T em 850 hPa (Figura 4.4), está coerente ao trabalho de Zhou e Lau (1998). Eles relacionaram o anticiclone notado sobre o noroeste da Amazônia durante a primavera ao intenso aquecimento sensível das regiões elevadas à leste dos Andes.

A evolução do campo de PNM pode ser vista na Figura 4.7, na qual os valores de PNM maiores que 1024 hPa são observados, como esperado, nos cinturões de alta pressão subtropicais do Atlântico norte e sul e do Pacífico sul, consistentemente com os altos valores de ROL notados na região (Figura 4.3). A evolução do campo de PNM associada com o estabelecimento da EC na

região da BAC mostra basicamente a evolução da ASAS e da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS). Aparentemente, a ASPS não influencia o IEC, já que a presença da cordilheira dos Andes atua no sentido de separar tal sistema da região de estudo e, ainda, grandes alterações na ASPS não são observadas nesse período. Entretanto, a ASAS mostra um posicionamento diferente em relação ao continente que pode afetar o estabelecimento da EC. Da pântada -6 à pântada de IEC, o centro da ASAS gradualmente se afasta do continente, fazendo com que valores de PNM inferiores a 1012 hPa sejam notados em quase todo o continente da América do Sul ao norte de 30°S na pântada de IEC. Esses baixos valores de PNM no continente são consistentes com a presença de atividade convectiva, com um aquecimento em baixos níveis e com a presença de movimentos ascendentes nos níveis médios da atmosfera (Figuras 4.3, 4.4 e 4.5). Essa configuração permanece nas pântadas seguintes e, assim, grande parte do continente apresenta valores de PNM inferiores a 1012 hPa na pântada +6. Mesmo com seu centro estando mais a leste do continente, a ASAS permanece intensa, contribuindo no transporte de umidade do oceano para o continente. Isso é consistente com estudos anteriores que já haviam mostrado que o aumento da precipitação na Amazônia durante a EC está associado com o aumento do transporte de umidade do Atlântico (MARENGO, 1992; RAO et al., 1996). Na região da América Central, um pequeno aumento relativo de PNM pode ser notado da pântada -6 à pântada +6, favorecendo o estabelecimento de condições secas na região.

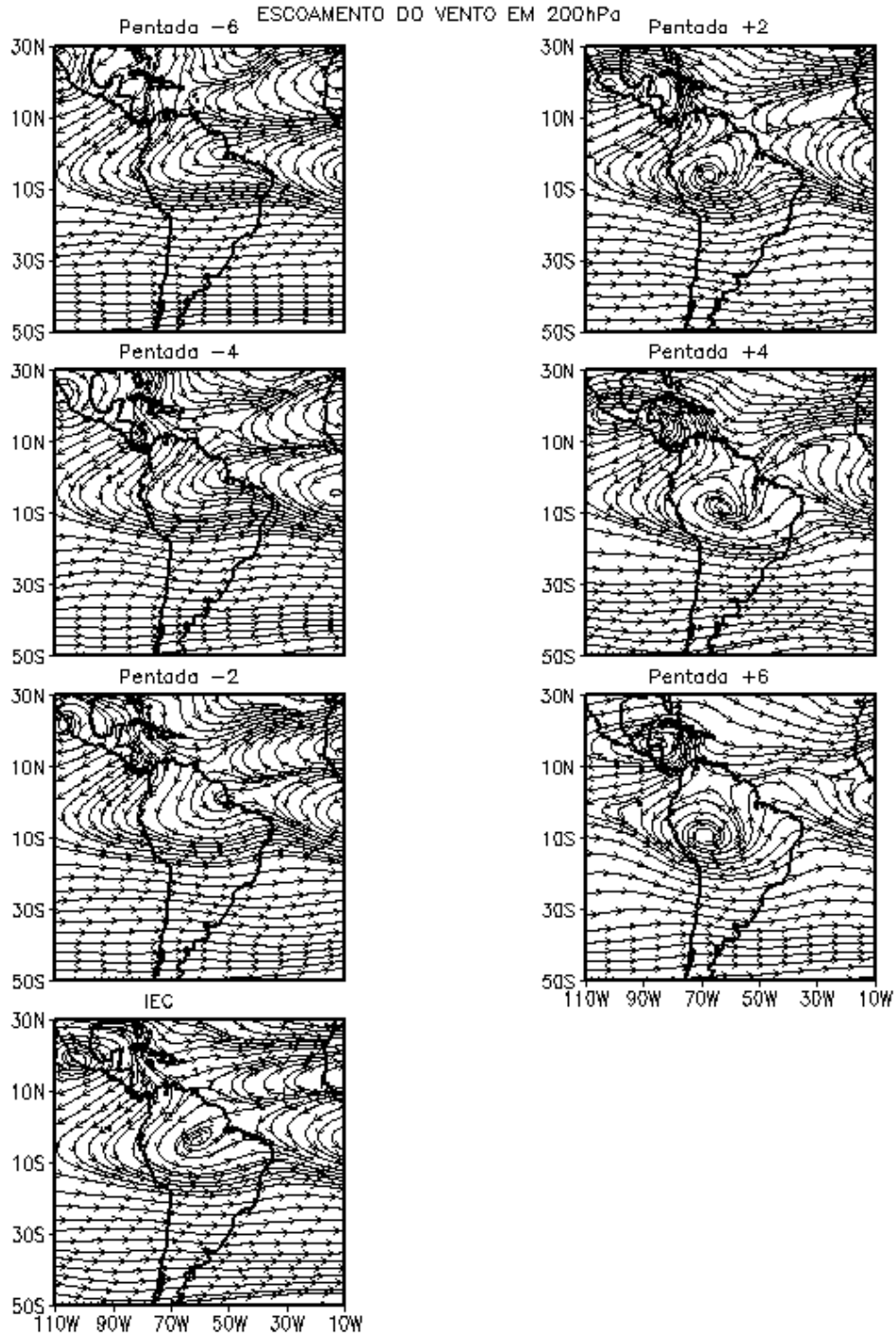


FIGURA 4.6 – Compostos de escoamento do vento em 200 hPa para o período de IEC na região da BAC.

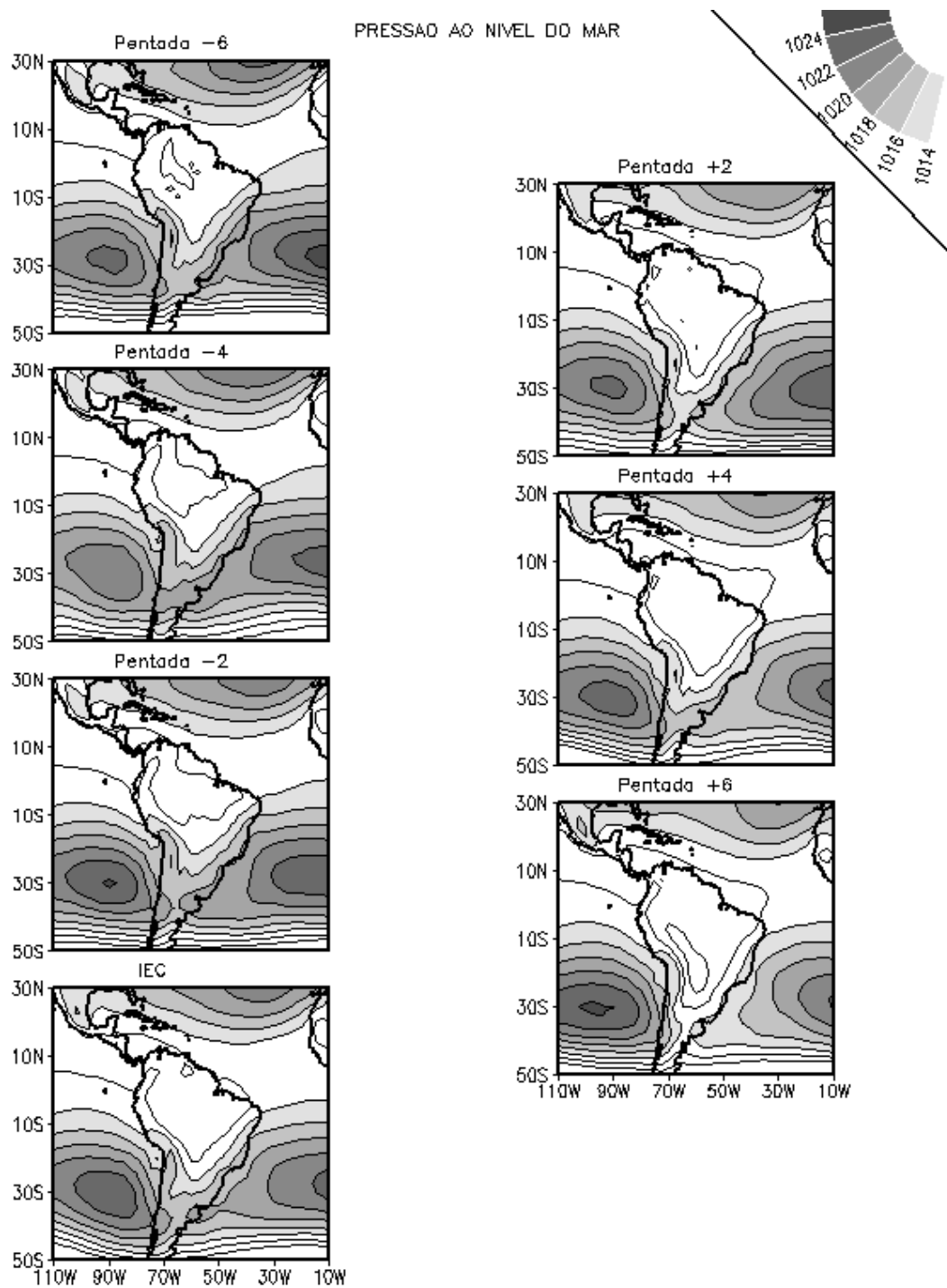


FIGURA 4.7 – Compostos de PNM para o período de IEC na região da BAC. O intervalo de contorno é de 2 hPa. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 1014 hPa.

#### 4.1.1.2 Composições para o FEC na BAC

Quanto aos compostos de FEC, os mesmos mostram a evolução da convecção monçônica em tal período na região da BAC (Figura 4.8). A convecção tropical mais intensa, indicada por valores de ROL menores que  $220 \text{ W} / \text{m}^2$ , encontra-se restrita na região noroeste e parte da região central do continente e na faixa zonal ao longo de  $10^\circ\text{N}$  nas regiões da ZCIT do Pacífico e do Atlântico na pântada -6. Nas pântadas -4 e -2, essa convecção se retrai para noroeste, enquanto a atividade convectiva na região da ZCIT do Pacífico é intensificada na pântada -2. Na pântada de FEC, a convecção permanece confinada no extremo noroeste da América do Sul, associada com ambas ZCITs, do Pacífico e do Atlântico. Na pântada +2 a configuração se mantém e, gradualmente, nas pântadas seguintes, a atividade convectiva se desloca para noroeste e, assim, a ZCIT do Pacífico encontra-se estabelecida com convecção intensa na pântada +6, tempo que a atividade convectiva começa a ser observada na América Central. Esse aspecto é indicativo da transição monçônica do HS para o HN. Tal retração da convecção para norte e noroeste associado com o FEC já foi encontrado em estudos anteriores (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004). Vale observar que essa evolução da atividade convectiva que mostra a transição do SMAS para o sistema monçônico do HN é mais lenta quando comparada à evolução da transição inversa (Figura 4.3), como já observado por Horel et al. (1989). Esse aspecto pode ser notado já que os campos referentes às pântadas depois do FEC não apresentam grande alterações, diferente do observado durante o IEC. Outra característica notada nesses campos foi a manutenção da atividade convectiva na região da ZCIT do Atlântico, sem grandes alterações na intensidade da mesma e, ainda, o fato dela estar localizada mais sul, unida à convecção do noroeste do continente, quando comparada com o campo de IEC (Figura 4.3). Novamente, similaridades podem ser notadas entre os compostos apresentados aqui e aqueles obtidos por Horel et al. (1989) para o FEC no sudeste da Amazônia. O composto de ROL mostrado na pântada -4 do presente trabalho é bem similar à Figura 11a do trabalho deles (aproximadamente uma pântada antes do FEC no sudeste da Amazônia). Logo, uma consistente diferença de três pântadas entre os dois trabalhos é notada, assim como para o IEC.

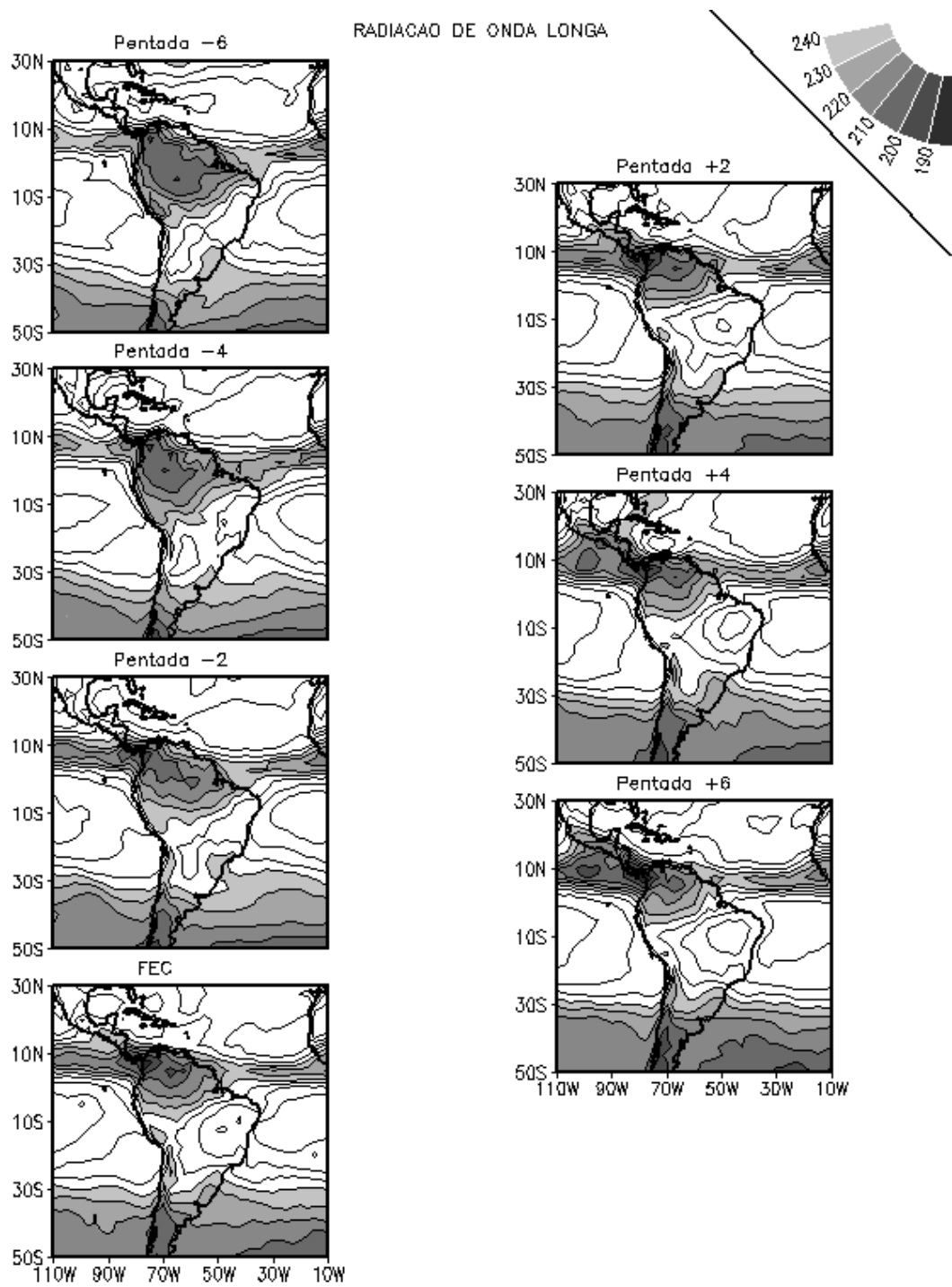


FIGURA 4.8 – Idem a Figura 4.3, mas para o FEC.



A Figura 4.9 ilustra os aspectos evolutivos do campo de T em 850 hPa no período de FEC na BAC. Através da análise dessa figura, pode-se notar que o FEC na região também está associado a um resfriamento relativo do ar em baixos níveis, o qual pode ser observado da pântada -6 à pântada de FEC, como indicado pela gradual ocupação da América do Sul ao norte de 20°S por temperaturas inferiores a 291 K. Coerentemente, os movimentos ascendentes mais intensos em 500 hPa ( $\omega < 0$ ) são observados na região da BAC da pântada -6 à pântada -2, mas retraindo-se gradualmente para noroeste e nordeste (Figura 4.10). Na pântada de FEC, os mesmos encontram-se confinados nas regiões noroeste e nordeste da América do Sul, ao longo da região das ZCITs do Pacífico e do Atlântico. A presença desses movimentos ascendentes é consistente com os baixos valores de ROL localizados nessas mesmas regiões, assim como a ausência de movimentos ascendentes na região da BAC é coerente à diminuição da atividade convectiva (Figura 4.8). Da pântada -6 a pântada de FEC, uma pequena área na América Central com valores de T superiores a 294 K ocupam gradualmente a região, o que é consistente com a presença de movimento ascendente nessas pântadas. Nas pântadas posteriores ao FEC, o resfriamento se mantém na região da BAC enquanto o aquecimento continua a ser observado na região da América Central, atingindo temperaturas superiores a 297 K da pântada +2 a +6. Durante esse período, os movimentos ascendentes no noroeste da América do Sul intensificam-se e progridem para oeste na região da ZCIT do Pacífico e para a América Central, enquanto os movimentos ascendentes sobre o nordeste da América do Sul enfraquecem-se e se movem ligeiramente para norte na região da ZCIT do Atlântico, a qual pode ser notada bem próxima da costa norte/nordeste da América do Sul. Essa configuração do campo de  $\omega$  em 500 hPa é consistente com os baixos valores de ROL notados na região nesses tempo (Figura 4.8). Assim como para as variáveis anteriores, essas configurações dos campos de T em 850 hPa e de  $\omega$  em 500 hPa confirmam a transição do SMAS para o sistema monçônico do HN.

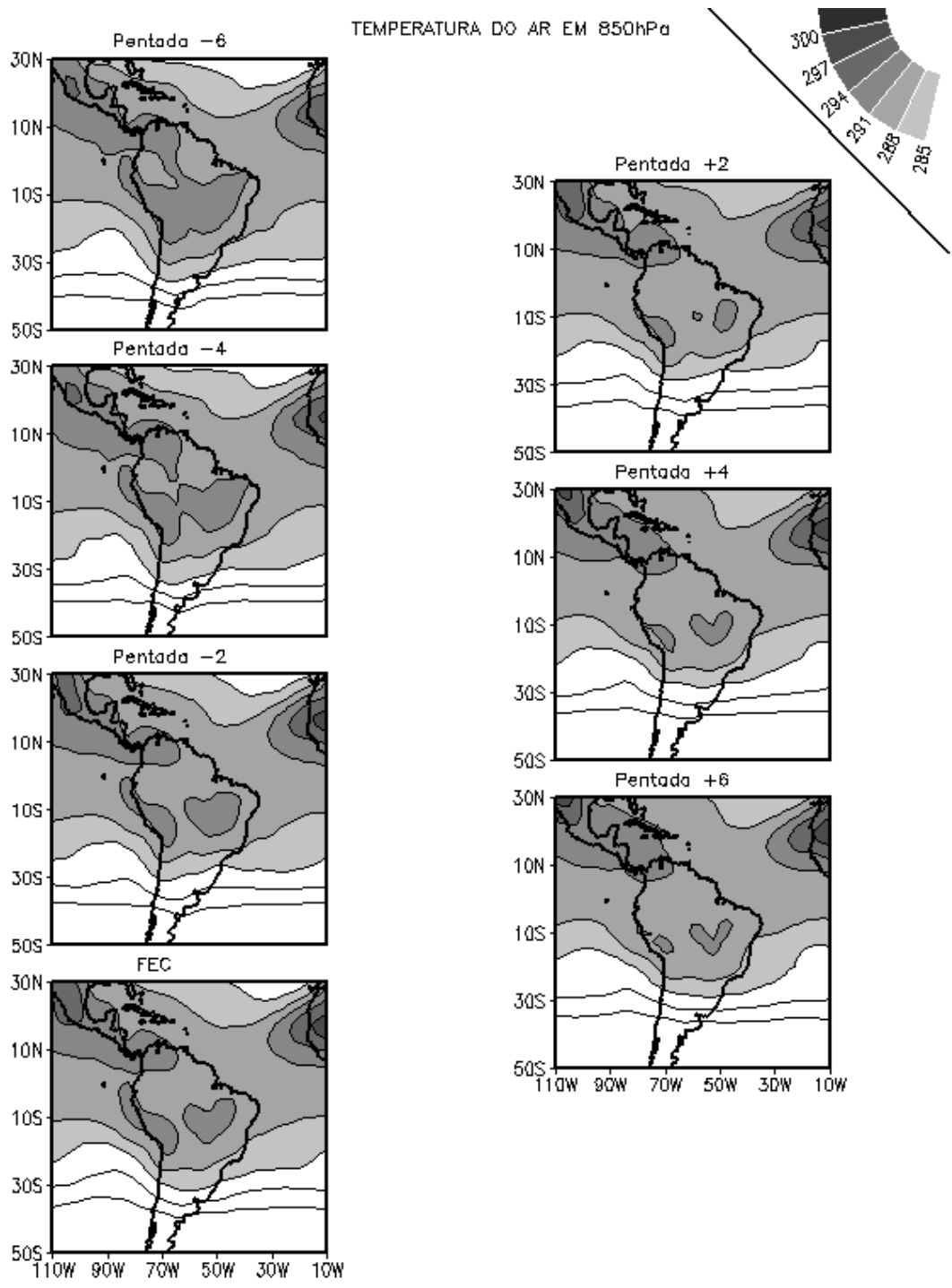


FIGURA 4.9 – Idem a Figura 4.4, mas para o FEC.

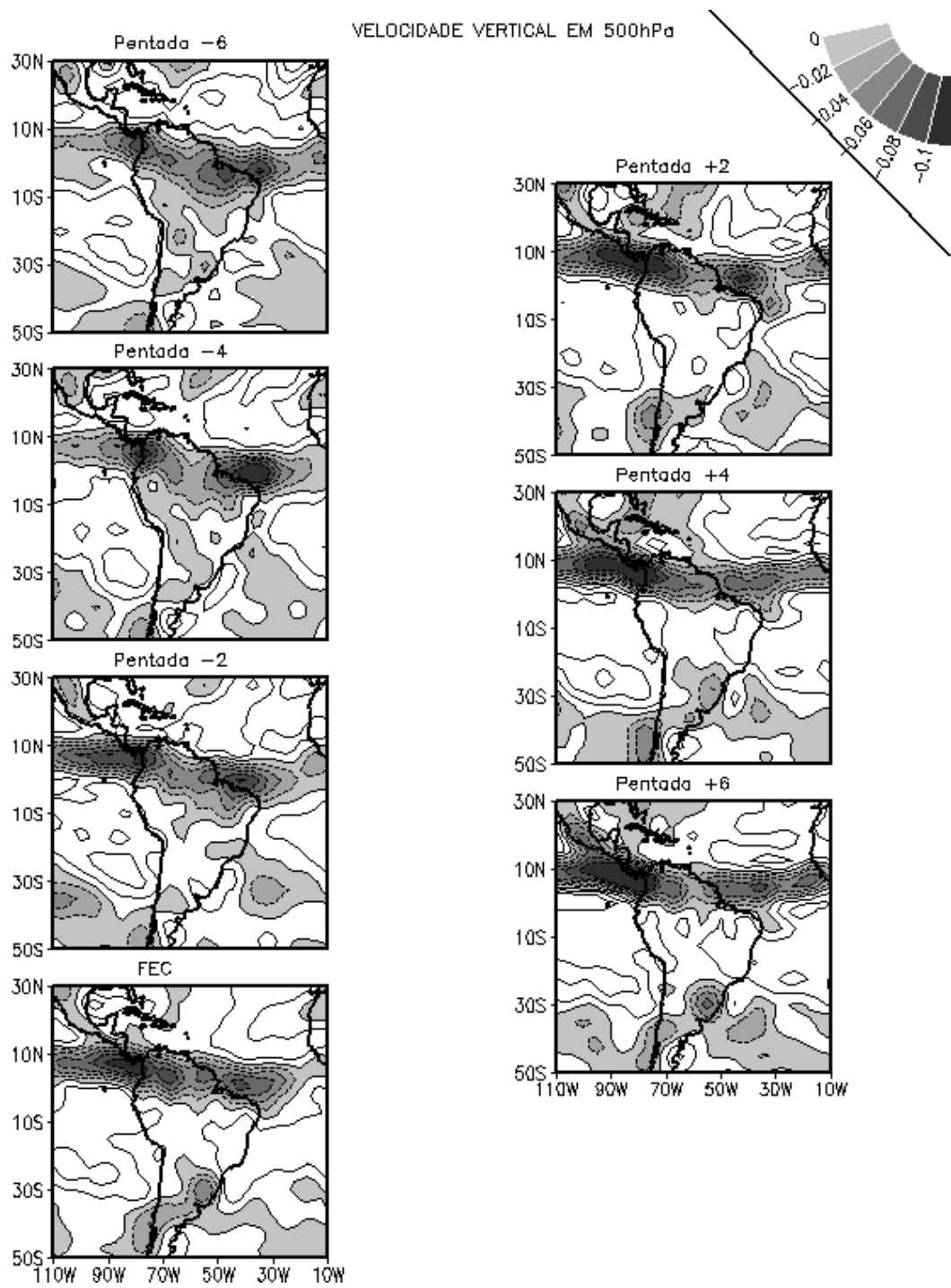


FIGURA 4.10 – Idem a Figura 4.5, mas para o FEC.

Os aspectos evolutivos de ROL, T em 850 hPa e  $\omega$  em 500 hPa associados com o FEC na BAC também são acompanhados pelo enfraquecimento da AB, observado no campo de escoamento do vento em 200 hPa (Figura 4.11). Na pântada -6, a AB e o cavado corrente abaixo sobre o nordeste do Brasil ainda encontram-se configurados. Essa configuração desaparece abruptamente na pântada -4 e é trocada por um escoamento divergente centrado aproximadamente no equador e em 50°W. Consistentemente a essa região de divergência em 200 hPa, intensa atividade convectiva e presença de movimentos ascendentes são notados na região nesse tempo (Figuras 4.8 e 4.10). Essa região de divergência é associada com um escoamento de nordeste que cruza o equador na área limitada por 110°W, 70°W, 10°N e 5°S. O escoamento de nordeste gira para leste em aproximadamente 10°S e se junta ao escoamento de oeste dominante ao sul de 10°S. Essa configuração permanece na pântada -2 e na pântada de FEC. Considerando a pântada média de FEC (pântada 29), a pântada -2 é a 27 (meados de maio), que corresponde ao fim do outono austral. Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), enquanto um escoamento de oeste dominante permanece ao sul de 10°S, o escoamento de oeste dominante ao norte de 10°N é trocado por um escoamento com uma estrutura menos horizontal, com uma circulação anticiclônica fechada em altos níveis sobre o México. As pântadas +2, +4 e +6, na média, representam as pântadas 31, 33 e 35 (primeiras semanas de junho), pertencendo, assim, ao verão boreal. Logo, os aspectos da circulação nessas pântadas são típicos do estabelecimento do sistema de monção da América do Norte como discutido por Ropelewski et al. (2005). Nas pântadas +4 e +6, a área de divergência notada na região da ZCIT do Atlântico é coerente com a atividade convectiva e com a presença de movimentos ascendentes na região (Figuras 4.8 e 4.10).

A Figura 4.12 mostra os compostos de PNM durante o período de FEC na BAC. Nos aspectos gerais, esses campos são similares aos do período de IEC (Figura 4.7), com os os valores de PNM maiores que 1024 hPa observados nos cinturões de alta pressão subtropicais do Atlântico norte e sul e do Pacífico sul, consistentemente com os altos valores de ROL notados na região (Figura 4.8). Assim, essa figura ilustra os aspectos evolutivos da ASAS e da ASPS observados nesse período na região da BAC. Assim como para o IEC, a ASPS parece não influenciar diretamente o FEC na região. Quanto à ASAS, o centro da mesma aproxima-se gradualmente da América do Sul, fazendo com que grande parte da área continental entre 10°S e 40°S apresente valores de PNM maiores que 1014 hPa da pântada -2 à pântada +6. Esse aumento da PNM no continente é

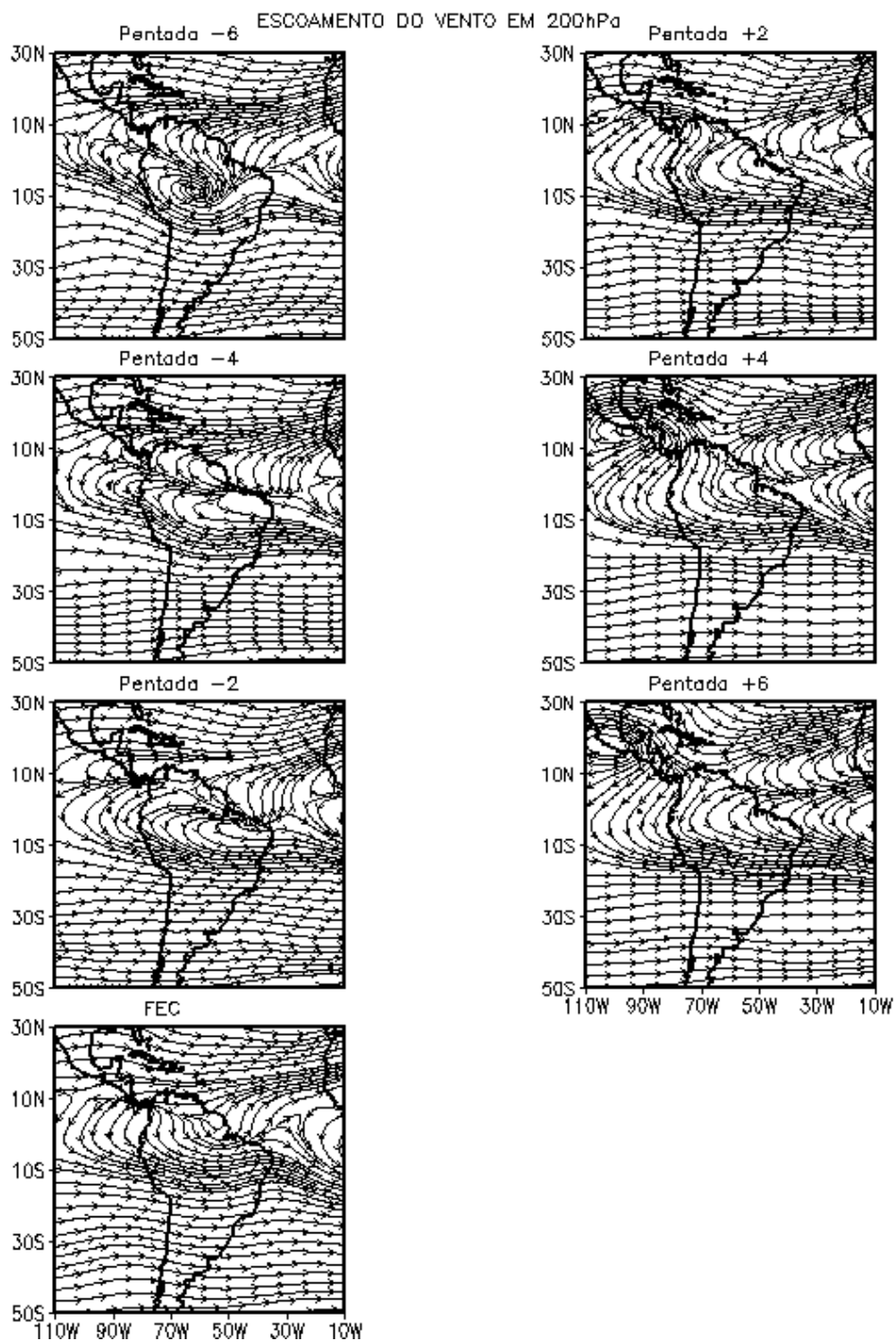


FIGURA 4.11 – Idem a Figura 4.6, mas para o FEC.

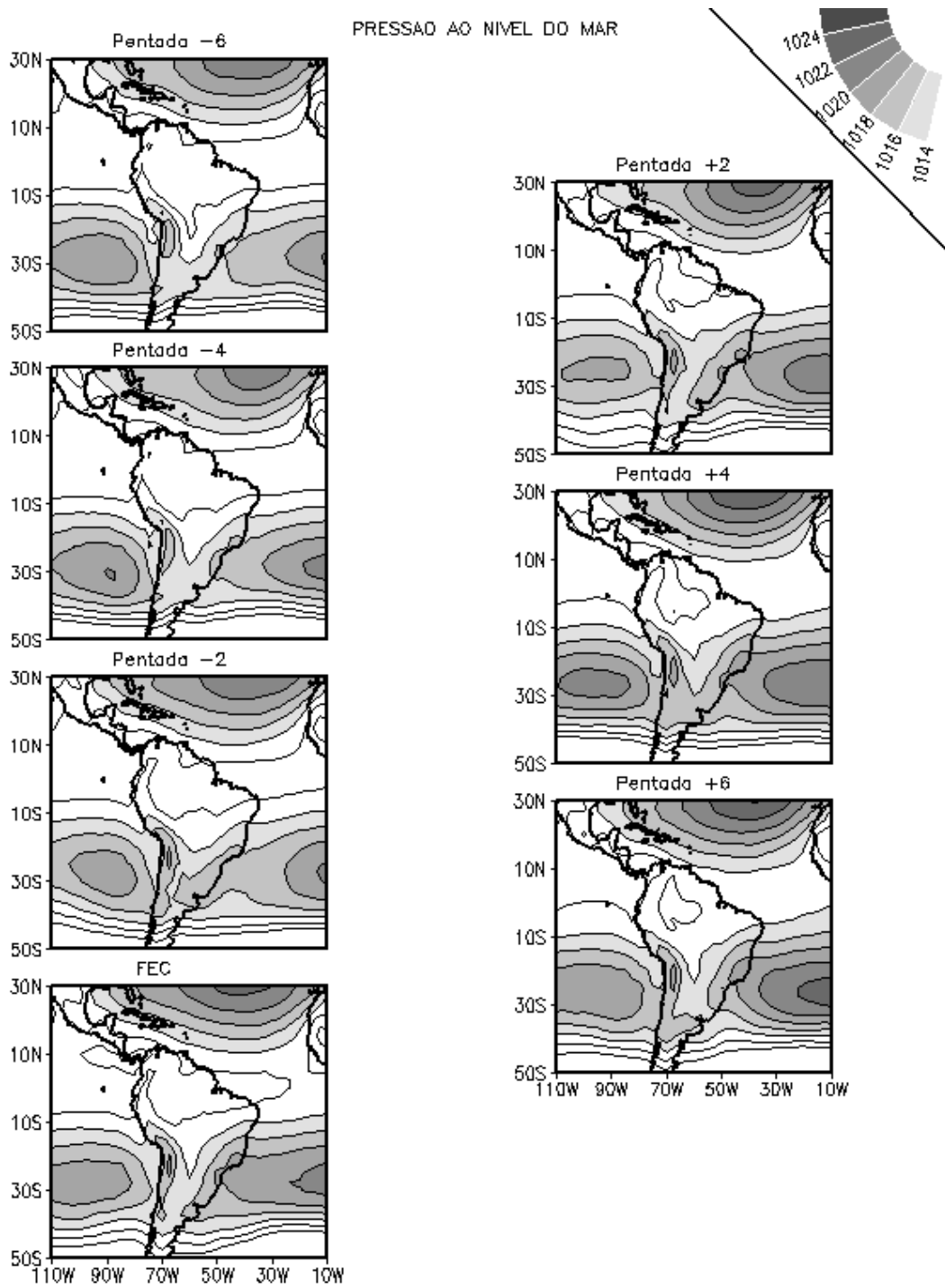


FIGURA 4.12 – Idem a Figura 4.7, mas para o FEC.

consistente com a diminuição da atividade convectiva, com o resfriamento relativo em 850 hPa e com a ausência de movimentos ascendentes notados na região nesse período de FEC (Figuras 4.8, 4.9 e 4.10). Cabe ressaltar que a intensidade da ASAS nesses mapas sequenciais da Figura 4.12 é relativamente menor quando comparada à dos mapas de IEC na região (Figura 4.7). Portanto, no que se refere à ASAS, o transporte de umidade proveniente do oceano Atlântico para o continente é reduzido durante o FEC quando comparado ao IEC na região da BAC. Outra característica que vale ressaltar é que a região da América Central é ocupada por valores de PNM menores que 1014 hPa, já que o sistema de alta pressão no Atlântico norte encontra-se afastado do continente quando comparado ao período de IEC (Figura 4.7). Logo, condições propícias para a transição do SMAS para o sistema de monção na América do Norte são notadas no campo de PNM, juntamente com o aumento da atividade convectiva, o aquecimento em baixos níveis, a presença de movimentos ascendentes e a formação do sistema de alta pressão em altos níveis observados na região da América Central (Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11).

As análises para IEC e FEC mostram aspectos evolutivos do campo de ROL, T em 850 hPa,  $\omega$  em 500 hPa, escoamento do vento em 200 hPa e PNM fisicamente consistentes que representam as características de IEC e FEC na região da BAC, assim como a transição sazonal dos sistemas monçônicos do HN para o HS e vice-versa. Portanto, o uso do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  dentro do contexto aqui proposto parece ser eficiente em detectar tais datas. Para analisar essa técnica para fins de monitoramento, médias espaciais do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  sobre a BAC das pântadas 42 a 66 de 2006 ( $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ ) e das pântadas 20 a 44 de 2007 ( $\overline{ROL_{ant}}(2007)$ ) são calculadas e comparadas com os campos de precipitação estimada pelo satélite TRMM para essas pântadas da EC de 2006-2007.

#### 4.1.1.3 $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ e $\overline{ROL_{ant}}(2007)$

A Figura 4.13a ilustra a série temporal do  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$  para o período de IEC de 2006 na região da BAC. Através da análise dessa série, tem-se que a data de IEC é a pântada 53, já que, depois dessa pântada, tem-se uma dominância de valores negativos de  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ , os quais

são indicativos da presença de atividade convectiva na região de estudo. Essa pântada de IEC para esse ano é igual à pântada média encontrada no estudo climatológico para a região. Mapas de precipitação estimada pelo satélite TRMM são obtidos para o período compreendido entre as pântadas 49 e 58 para fins de comparação (Figura 4.14). Valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada são notados no noroeste da Amazônia, ao longo da ZCIT sobre o Pacífico tropical leste e o Atlântico, na América Central e no sudeste da América do Sul na pântada 49. Mesmo com pequena magnitude, o valor negativo de  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$  observado nessa pântada é indicativo de fracas condições de convecção na região da BAC. A precipitação intensifica-se na Bacia Amazônica, incluindo a região da BAC na pântada 50, o que é consistente com o aumento na magnitude do valor negativo de  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ . Nas duas pântadas seguintes, a configuração quase não se altera, com exceção do fato da precipitação estar reduzida na América Central e quase ausente na região da BAC. Consistentemente, o valor de  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$  permanece negativo, mas diminui em magnitude na pântada 51 e torna-se positivo na pântada 52, aspecto indicativo de condições secas na região da BAC. Na pântada 53 (ou pântada de IEC), valores superiores a 6 mm/pântada de precipitação são observados em grande parte da região que se estende do noroeste da Amazônia ao sudeste da América do Sul, incluindo a área da BAC. Gradualmente, esses valores de precipitação estendem-se da Bacia Amazônica, onde a precipitação mais intensa permanece (principalmente em sua região noroeste juntamente com a precipitação associada com a ZCIT do Pacífico) ao sudeste da América do Sul, o que resulta em um padrão bem estabelecido de ZCAS nas pântadas 57 e 58. Nesse período, também pode ser notada a precipitação associada com a ZCIT do Atlântico em aproximadamente 10°N, época do ano que a mesma atinge sua posição mais ao norte (HASTENRATH e HELLER, 1977). A precipitação é ausente na América Central na pântada 58. Consistentemente, os valores negativos de  $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ , sendo a maioria deles menores que  $-10 W/m^2$ , são indicativos de intensa atividade convectiva na região da BAC da pântada 53 a 58. Além disso, os aspectos evolutivos da precipitação também são coerentes com as características evolutivas da convecção relacionadas à EC do SMAS descrita em trabalhos anteriores (KOUSKY 1988; HOREL et al. 1989; MARENGO et al. 2001; GAN et al. 2004). Esse campo de precipitação estimada pelo satélite TRMM no período de IEC é bem consistente com os campos climatológicos dos aspectos da circulação de grande escala observados nas composições do IEC e das pântadas seguintes para a



região da BAC. Os baixos valores de ROL, o aquecimento em baixos níveis no continente, a presença de movimento ascendente, a AB bem configurada em altos níveis e diminuição de PNM continental são notados em grande parte do SMAS e na região das ZCITs do Pacífico e do Atlântico, características indicativas de ocorrência de precipitação (Figuras 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7). Assim, os valores de  $\overline{ROL_{ant}}$  (2006) para o período de IEC fornece uma boa indicação de quando as condições úmidas são estabelecidas na região da BAC.

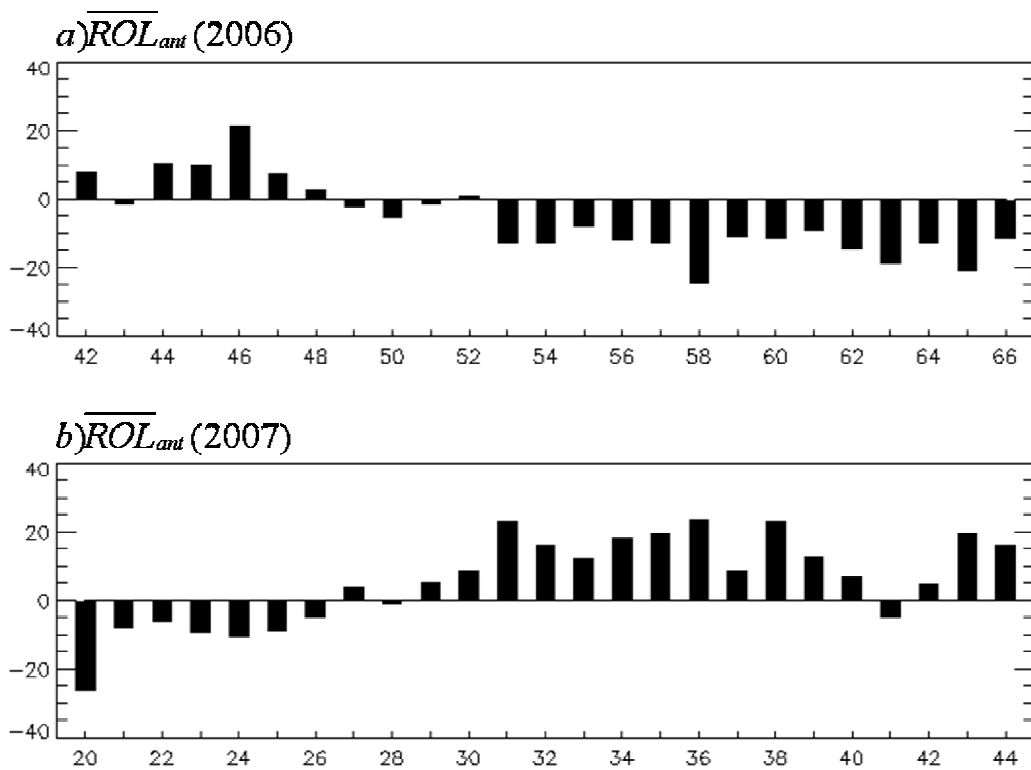


FIGURA 4.13 –  $\overline{ROL_{ant}}$  sobre a região da BAC para: a) IEC de 2006 e b) FEC de 2007. As unidades do eixo das ordenadas são  $W / m^2$ .

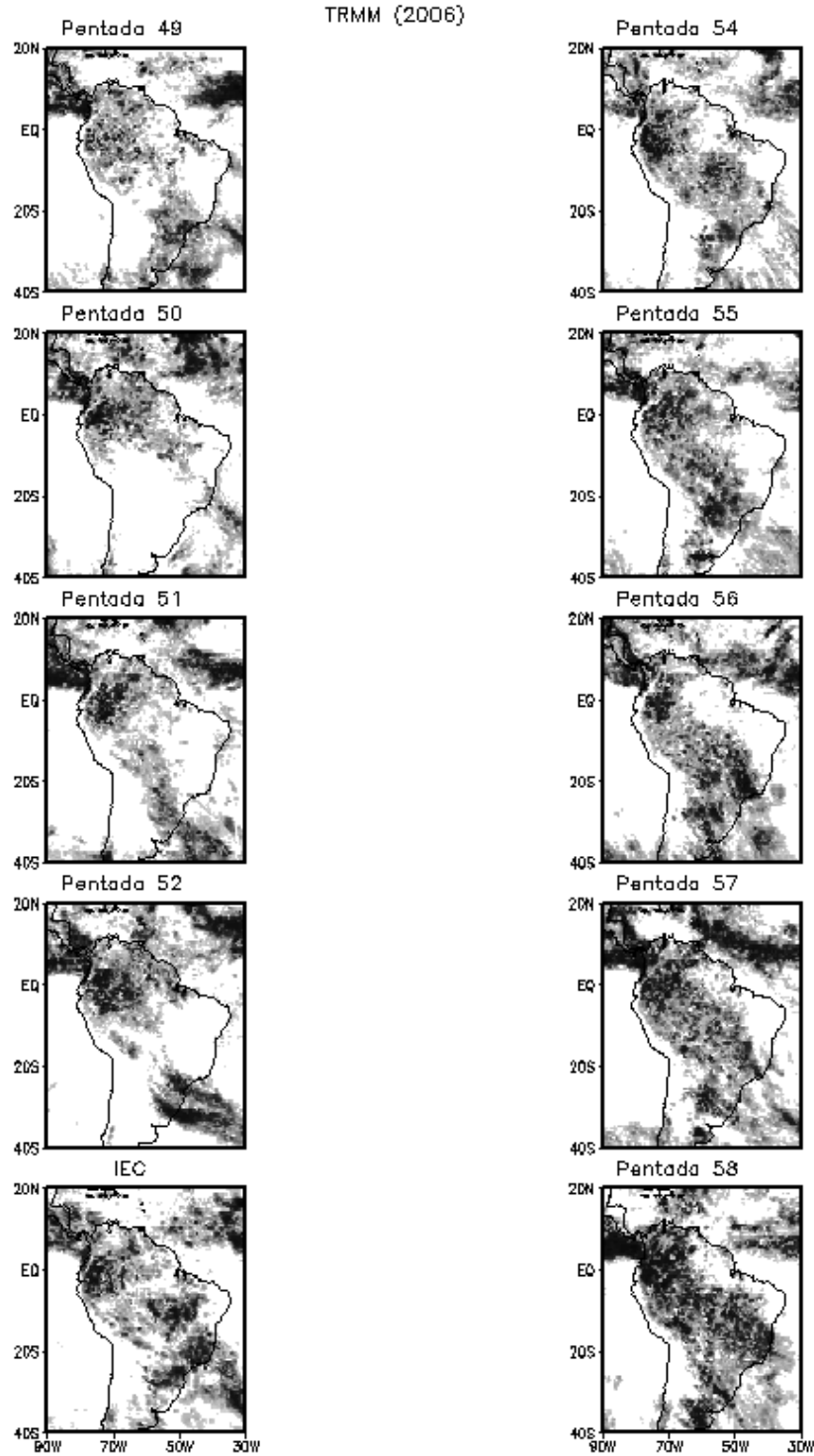


FIGURA 4.14 – Precipitação estimada pelo satélite TRMM para as pênadas indicadas nas figuras para o ano de 2006. Áreas hachuradas de claras a escuras indicam valores maiores que 6 mm/pêntada.

A série temporal do  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  entre as pântadas 20 e 44 de 2007 para a região da BAC indica que o FEC foi observado na pântada 29, visto que as pântadas seguintes são predominantemente positivas, o que é indicativo de ausência de atividade convectiva na região (Figura 4.13b). Assim, campos de precipitação estimada pelo satélite TRMM para o período compreendido entre as pântadas 25 e 34 são ilustrados na Figura 4.15. Valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada podem ser notados no norte da Bacia Amazônica, região da BAC, ao longo da ZCIT no Pacífico leste e Atlântico na pântada 25, quando o valor negativo de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  indica condições úmidas na BAC. Enquanto a precipitação é quase ausente no sudeste da Bacia Amazônica e intensifica-se na região da ZCIT do Atlântico, valores superiores a 6 mm/pântada permanecem na região da BAC na pântada 26. Consistentemente, o  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  negativo na pântada 26 indica condições úmidas na região. Vale observar a intensa precipitação notada na região da ZCIT do Atlântico centrada aproximadamente no equador nessa pântada, referente ao início de maio, o que é coerente com Hastenrath e Heller (1977), que observaram nessa época do ano a ZCIT em sua posição mais ao sul. A precipitação reduz-se consideravelmente na pântada 27, com valores superiores a 6 mm/pântada confinados no nordeste da Amazônia. Esse padrão é consistente com o valor pequeno, mas positivo do  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  na pântada 27. Precipitação superior a 6 mm/pântada é encontrada sobre grande parte da Bacia Amazônica, na região da BAC e ao longo da ZCIT no Pacífico leste e no Atlântico na pântada 28. O aumento da precipitação na pântada 28 é consistente com o  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  pequeno, mas negativo nessa pântada. O padrão de precipitação intensifica-se, em particular sobre o noroeste da Amazônia, ao longo da ZCIT no Pacífico leste e Atlântico e sobre a área incluindo o Suriname e a Guiana Francesa na pântada 29. Além disso, valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada são notados na região da BAC nessa pântada. O valor de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  é positivo na pântada 29, o que não é consistente com a presença de precipitação superior a 6 mm/pântada na BAC. Entretanto, esse valor positivo de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  é possivelmente devido à presença de precipitação intensificada sobre a área incluindo o Suriname e a Guiana Francesa, que é a região anti-simétrica à BAC no HN, a qual é influenciada pela convecção associada à ZCIT do Atlântico. Nas pântadas seguintes, valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada são notados no norte da América do Sul, na América Central e na região da ZCIT do Atlântico, mas não são

mais observados na região da BAC, quando os valores de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  são positivos, que é indicativo de condições secas na região. De uma maneira geral, esse campo de precipitação do período de FEC é bem coerente com os campos climatológicos dos aspectos da circulação de grande escala observados nas composições. Os altos valores de ROL, o resfriamento em baixos níveis no continente, a ausência de movimento ascendente, escoamento zonal em altos níveis e aumento de PNM continental são notados em grande parte do SMAS, características indicativas de ausência de precipitação (Figuras 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12). Entretanto, a data estimada de FEC da série de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  é uma ou duas pênadas antes da data quando a precipitação é ausente na região da BAC. Isso é devido ao fato de que o método proposto leva em consideração os aspectos convectivos inter-hemisféricos e, assim, o mesmo detecta a região com maior atividade convectiva entre duas regiões equatorialmente anti-simétricas.

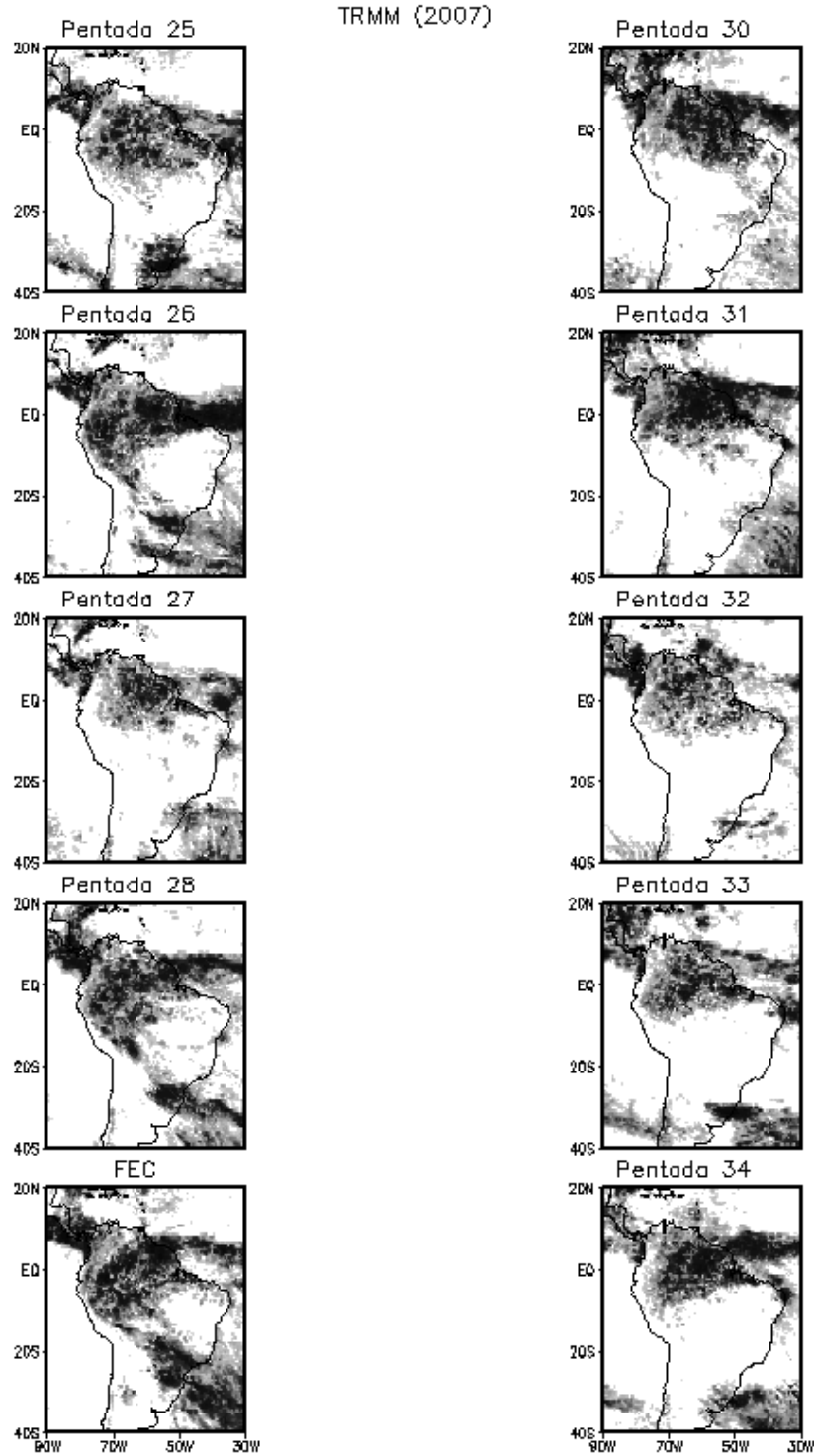


FIGURA 4.15 – Idem a Figura 4.14, mas para o ano de 2007.

#### 4.1.2 Centro-Oeste do Brasil

O IEC para a região do COB é analisado através do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  para o período que compreende as pântadas de 46 a 70 dos anos de 1979 a 2005 (Figura 4.16). A transição da ES para a EC na região pode ser observada através da mudança do sinal positivo (atividade convectiva reduzida) para negativo (atividade convectiva intensificada) de  $\overline{ROL_{ant}}$ , a qual pode ser notada no período entre as pântadas 54 e 60, porém, variando com o ano. Assim, essas datas correspondem ao início da atividade convectiva relacionada à monção na região do COB. Coerentemente, Veiga et al. (2002) e Gan et al. (2004) encontraram grande variabilidade nas datas de IEC no COB.

No que se refere aos períodos de mudança de sinal do  $\overline{ROL_{ant}}$ , a mesma é quase definitiva para a maioria dos anos no COB, nos quais se pode notar a inversão definitiva do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  de positivo para negativo, diferente da região da BAC, que possui um maior número de anos apresentando um comportamento oscilatório (Figura 4.1). Para os anos que a mudança não é definitiva na região do COB, uma vez que a seqüência de valores positivos de  $\overline{ROL_{ant}}$  é interrompida, mais que três pântadas de valores positivos não ocorrem novamente. Apenas os anos de 1995, 1997 e 2002 apresentam esse comportamento. Assim, a pântada de IEC é inferida da série de  $\overline{ROL_{ant}}$  como a pântada com valor negativo que interrompe a seqüência de valores positivos de  $\overline{ROL_{ant}}$ . Na Tabela 4.2 encontram-se as pântadas de IEC para a região do COB utilizando esse critério. A pântada média de IEC é a pântada 57. Esse resultado é concordante com o de Gan et al. (2004), que encontraram a pântada 58 como pântada média de IEC na região do COB.

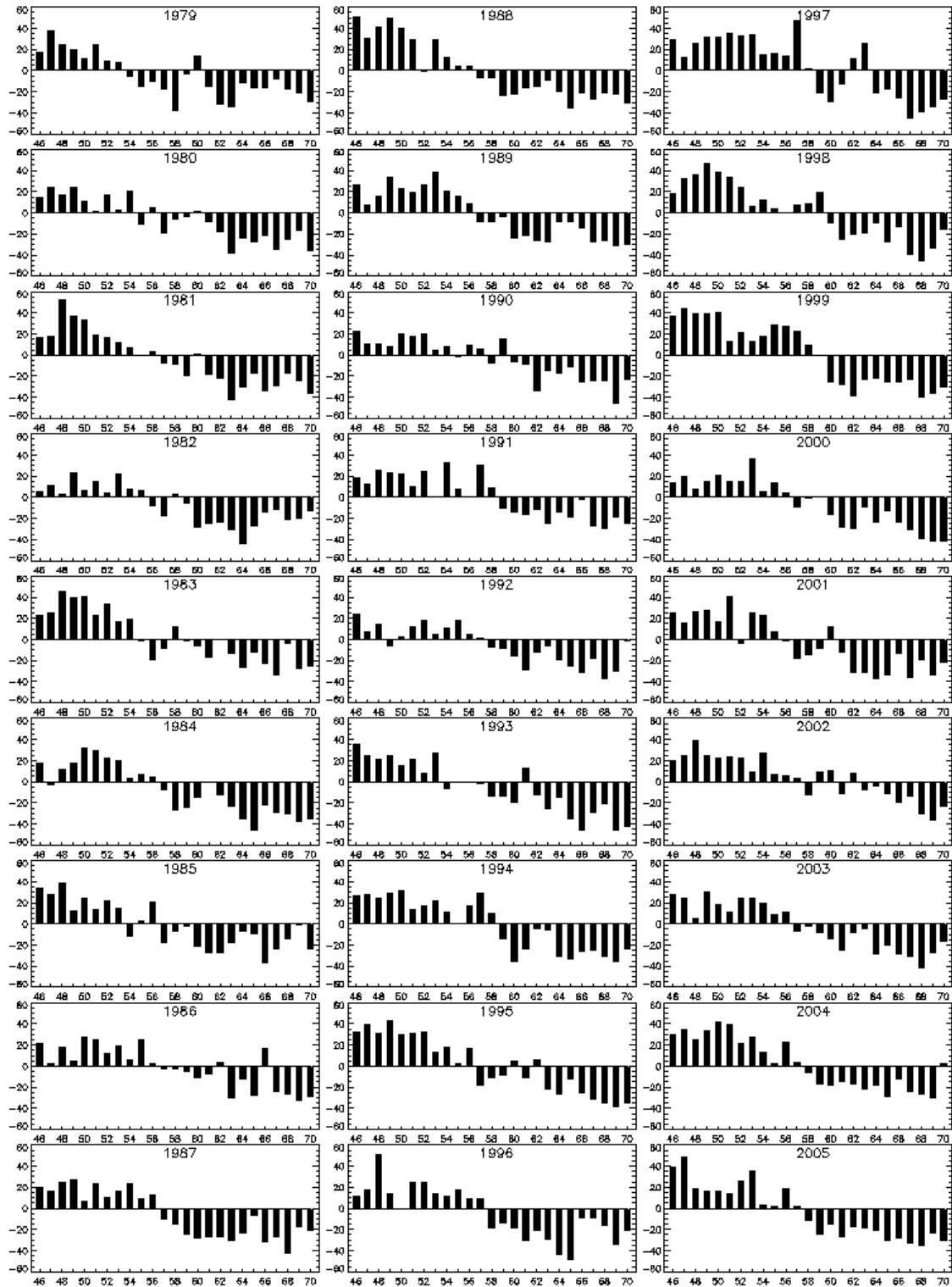


FIGURA 4.16 –  $\overline{ROL_{ant}}$  sobre a região do COB para as pênaldas de IEC dos anos de 1979 a 2005. As unidades do eixo das ordenadas são  $W / m^2$ .

**Tabela 4.2** – Início, fim e duração da EC para a região do COB.

<b>EC</b>	<b>IEC</b>	<b>FEC</b>	<b>DURAÇÃO</b>
1979-1980	54	22	<u>42</u>
1980-1981	55	26	45
1981-1982	57	25	42
1982-1983	56	22	40
1983-1984	55	26	45
1984-1985	57	28	45
1985-1986	54	24	44
1986-1987	57	21	38
1987-1988	57	29	46
1988-1989	57	26	43
1989-1990	57	23	40
1990-1991	58	30	46
1991-1992	59	19	34
1992-1993	58	22	38
1993-1994	54	25	45
1994-1995	59	28	43
1995-1996	57	23	40
1996-1997	58	22	38
1997-1998	59	31	46
1998-1999	60	22	36
1999-2000	60	25	39
2000-2001	57	24	41
2001-2002	56	28	46
2002-2003	58	24	40
2003-2004	57	25	42
2004-2005	58	20	36
2005-2006	58	25	41
<b>MÉDIA</b>	<b>57</b>	<b>24</b>	<b>41,5</b>



Apesar de Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004) não terem encontrado uma relação entre o ciclo ENOS e o IEC e o FEC na região COB, o IEC foi atrasado em relação à média na região nos anos de El Niño de 1991, 1992, 1994, 1997 e 2002. Uma possível explicação é que a região do COB pode ser influenciada pela subsidência anômala associada com o El Niño e, assim, as condições atmosféricas de grande escala tornam-se desfavoráveis para o início da atividade convectiva, resultando nesse atraso das datas de IEC. Entretanto, nos anos de La Niña as datas de IEC são notadas na pântada 57 (pântada média para a região), com exceção do ano 1998 em que a data de IEC foi atrasada. Logo, a pântada média de IEC encontrada neste trabalho (pântada 57) está mais próxima daquela encontrada por Gan et al. (2004) (pântada 58), que utilizaram precipitação como critério, do que a encontrada por Kousky (1988) (pântada 54), que utilizou apenas os dados de ROL.

A Figura 4.17 ilustra o período entre as pântadas 10 e 34 correspondente à transição da EC para a ES na região COB para os anos de 1980 a 2006. Essa transição é indicada pela mudança do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  de negativo (convecção intensificada) para positivo (convecção reduzida). A pântada média encontrada para o FEC é a pântada 24. A transição da EC para a ES apresenta um comportamento oscilatório nas séries de  $\overline{ROL_{ant}}$  para um número maior de anos quando comparado com a transição contrária, da ES para EC (Figura 4.16). Esse é o caso para os anos 1983, 1987, 1990, 1992, 1993 e 1999, quando mais que três valores positivos de  $\overline{ROL_{ant}}$  são observados depois que a sequência de  $\overline{ROL_{ant}}$  negativa é interrompida. Quando se compara esse período de transição com o observado na região da BAC, tem-se que o da BAC é mais regular, com poucos anos apresentando o comportamento oscilatório nas séries de  $\overline{ROL_{ant}}$  (Figura 4.2). As pântadas de FEC encontradas para a região do COB com essa metodologia também se encontram na Tabela 4.2 e, juntamente com as pântadas de IEC, a duração de cada EC é determinada. Para essa região, os ciclos ENOS não são diretamente relacionados com as datas de FEC, concordante com os resultados de Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004). O FEC deu-se adiantado (atrasado) em relação à média nos anos de El Niño de 1983, 1992 e 1993 (1988, 1995 e 1998) e adiantado (atrasado) no ano de La Niña de 1999 (1989). Neste caso, a pântada média de FEC encontrada neste trabalho (pântada 24) é duas pântadas atrasadas quando comparada com a encontrada por Kousky (1988) e Gan et al. (2004), que foi a pântada 22.

A Tabela 4.2 também mostra a duração de cada EC, também definida pelo comprimento em pêntadas entre as datas de IEC e FEC. A duração média é de 41 pêntadas, aproximadamente, sendo menor quando comparada à da BAC. A EC de 1991-1992 foi a de menor duração (34 pêntadas), correspondente a anos de El Niño. Já as ECs de maior duração (46 pêntadas) foram as de 1987-1988, 1990-1991, 1997-1998 e 2001-2002, sendo as ECs de 1987-1988 e 1997-1998 anos de El Niño.

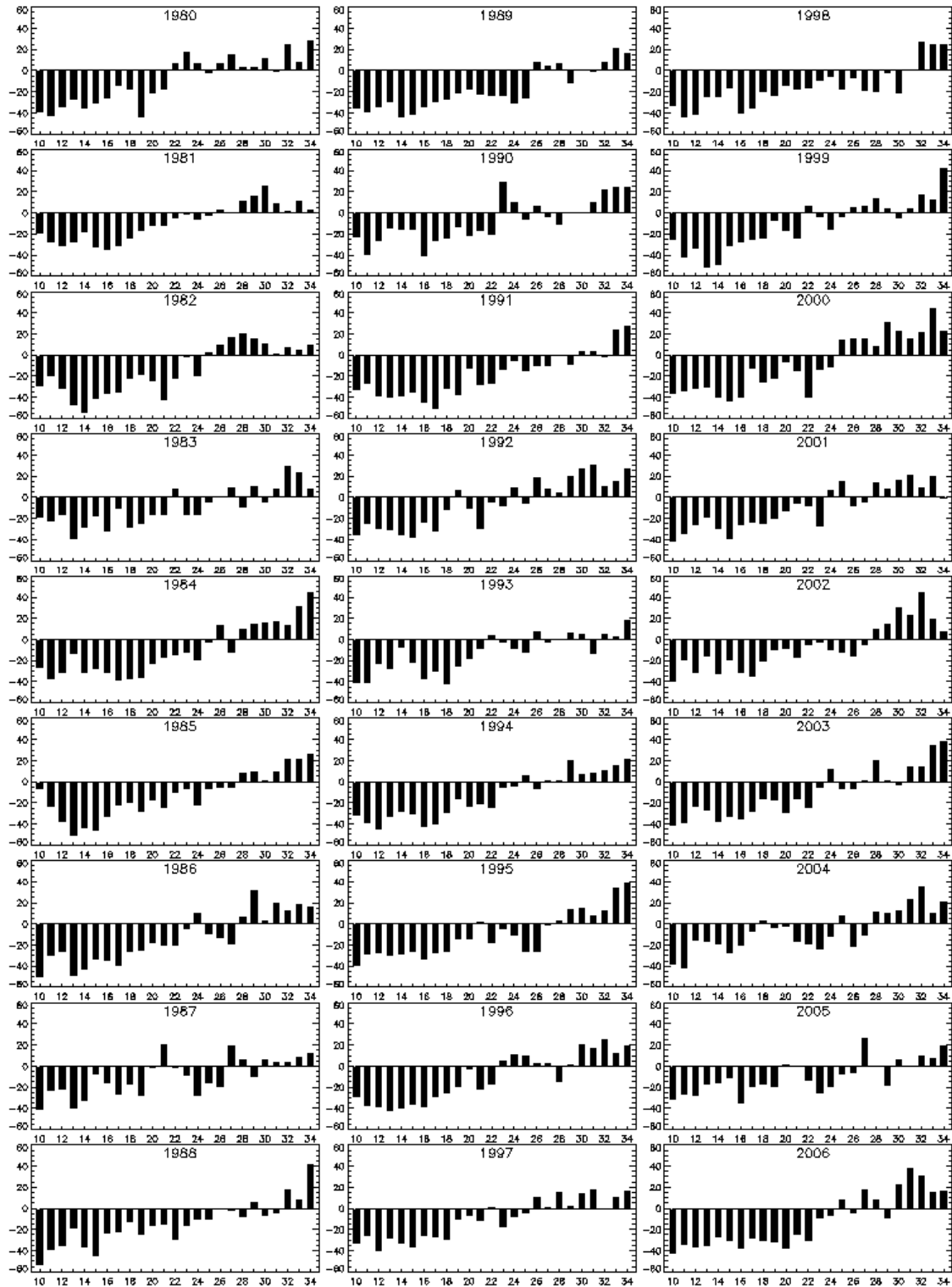


FIGURA 4.17 – Idem a Figura 4.16, mas para as pêntricas de FEC dos anos de 1980 a 2006.

#### 4.1.2.1 Composições para o IEC no COB

A Figura 4.18 mostra a evolução da convecção monçônica associada com o período de IEC na região do COB através dos compostos de ROL. Valores de ROL inferiores a  $220 \text{ W/m}^2$  indicativos de intensa atividade convectiva podem ser observados na região noroeste da Amazônia e ao longo das ZCIT no sudeste do Pacífico norte e no Atlântico equatorial norte na pântada -6. Nas áreas de alta pressão localizadas no Atlântico subtropical norte e sul e no Pacífico sul altos valores de ROL (maiores que  $240 \text{ W/m}^2$ ) podem ser notados. Progressivamente, a atividade convectiva é enfraquecida na região da América Central, enquanto a convecção na Bacia Amazônica começa a se deslocar para sudeste e se intensificar na região central do continente nas pântadas -4 e -2, concordante com estudos anteriores (KOUSKY 1988; HOREL et al. 1989; MARENGO et al. 2001; GAN et al. 2004). Na pântada de IEC, o composto de ROL mostra uma banda de convecção na direção noroeste-sudeste, estendendo-se até o sudeste da América do Sul e oceano Atlântico adjacente. Esse padrão bem configurado de ZCAS está relacionado aos sistemas transientes que estacionam na região (STRETEN 1973; YASUNARI 1977; KODAMA 1992; 1993). Nesse tempo, a convecção associada com a ZCIT do Atlântico encontra-se mais intensa e mais próxima do continente, centrada em aproximadamente  $10^\circ\text{N}$ . Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), a atividade convectiva é gradualmente intensificada em grande parte da região monçônica do continente, principalmente na região centrada em  $70^\circ\text{W}$  e  $10^\circ\text{S}$ , a qual inclui o COB, e enfraquecida na região da ZCIT do Pacífico. Na pântada +6, a convecção é ausente na região da América Central, o que confirma a transição do sistema monçônico do HN para o HS e, com isso, o estabelecimento do SMAS. Nesse tempo, a atividade convectiva associada com a ZCIT do Atlântico encontra-se intensificada e centrada em aproximadamente  $10^\circ\text{N}$  e  $30^\circ\text{W}$ . Assim como para os compostos da BAC, essa localização da ZCIT do Atlântico é coerente com Hastenrath e Heller (1977), já que eles afirmaram que a mesma atinge sua posição mais ao norte nessa época do ano. Os compostos apresentados para essa região encontram-se defasados em quatro pântadas, aproximadamente, em relação aos da BAC, observado pelo composto de IEC no COB e pelo composto da pântada +4 da BAC (Figuras 4.18 e 4.3, respectivamente). Tal relação é coerente visto que as pântadas médias de IEC encontradas para COB e BAC foram 57 e 53, respectivamente.

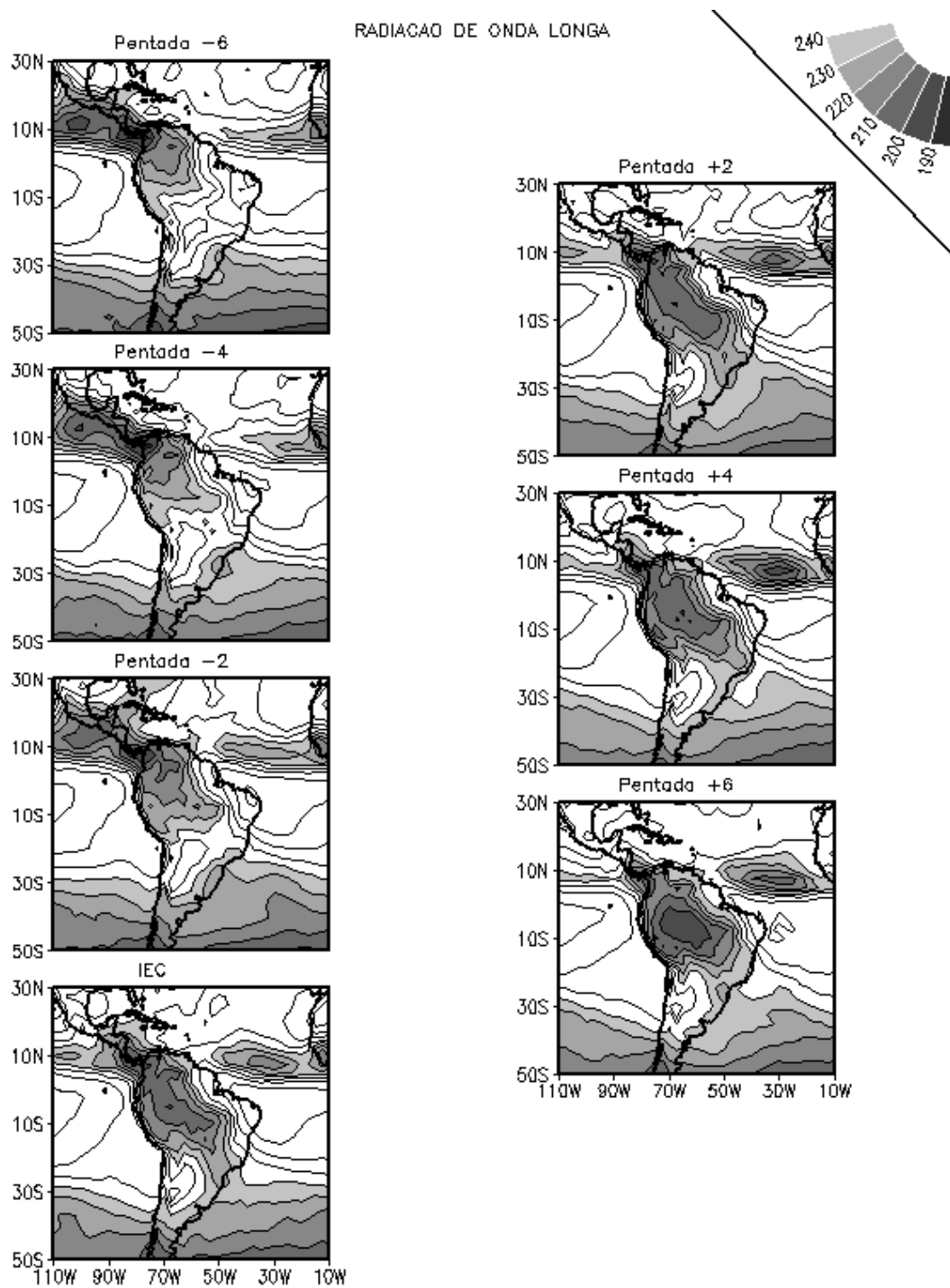


FIGURA 4.18 – Compostos de ROL para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de  $10 W/m^2$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de  $240 W/m^2$ .

Os compostos de T em 850 hPa para o período de IEC na região do COB mostram temperaturas superiores a 291 K em grande parte da Bacia Amazônica ao sul do equador ao norte de 15°S e, ainda, na América Central e áreas oceânicas adjacentes ao norte de 10°N na pântada -6 (Figura 4.19). Temperaturas inferiores a 285 K são notadas no continente da América do Sul ao sul de 30°S. Gradualmente, a região com temperaturas superiores a 291 K vai aumentando, sendo observada em uma grande área da América do Sul ao norte de 25°S e a oeste de 40°W, abrangendo quase toda a Bacia Amazônica, exceto em duas pequenas áreas no noroeste da América do Sul. Esse aquecimento em baixos níveis ocorre da pântada -4 à pântada de IEC, confirmando que o IEC na região do SMAS está associado com um aquecimento em baixos níveis. Nesse período, os valores de temperatura na região da América Central não sofrem grandes alterações. Uma vez que a EC se estabelece na região do COB, temperaturas superiores a 291 K permanecem em toda a região do SMAS, enquanto temperaturas inferiores a 291 K são notadas na América Central. Esse resfriamento notado na região da América Central até a pântada +6 é relativamente acentuado, já que a área com valores de T maiores que 291 K na região encontra-se reduzida nesse tempo, quando comparada às pântadas anteriores. Portanto, a ocorrência quase simultânea de um aquecimento em baixos níveis na região do SMAS e um resfriamento na América Central confirma a transição sazonal dos sistemas monçônicos do HN para o HS, já observada através do campo de ROL (Figura 4.18).

Os compostos de  $\omega$  em 500 hPa para o período de IEC na região do COB podem ser vistos na Figura 4.20. Na pântada -6, movimentos ascendentes ( $\omega < 0$ ) bem configurados são observados na região da ZCIT do Pacífico e do Atlântico em sua posição mais ao norte (faixa zonal centrada em 10°N, aproximadamente), ao sul de 20°S na região da América do Sul, assim como na região da América Central. Nas pântadas -4 e -2, o movimento ascendente enfraquece ligeiramente nas regiões das ZCIT e da América Central e intensifica-se na área central do continente da América do Sul, incluindo a região do COB. Na pântada de IEC, o movimento ascendente encontra-se bem configurado em toda a região do SMAS, assim como nas regiões das ZCITs. Juntamente com o aumento da atividade convectiva (baixos valores de ROL) e com o aquecimento notado em baixos níveis na região do COB, a presença de movimentos ascendentes fornecem condições propícias para o IEC (Figuras 4.18, 4.19 e 4.20). Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), valores negativos de  $\omega$  em 500 hPa são observados em grande parte da área de influência do SMAS com

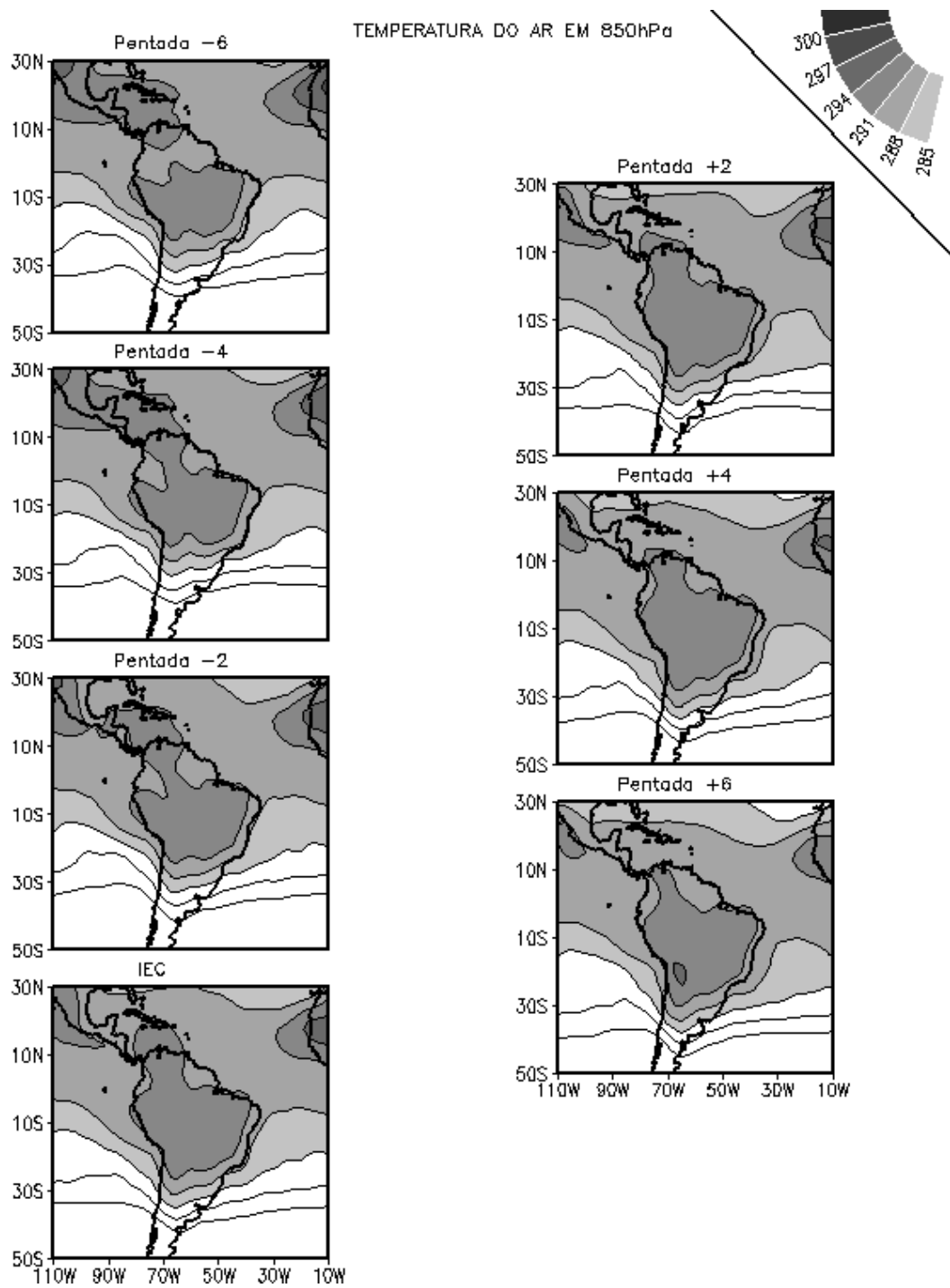


FIGURA 4.19 – Compostos de T em 850 hPa para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de 3 K. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 285 K.

as maiores magnitudes atingindo uma orientação noroeste-sudeste ao longo da ZCAS, o que é coerente com os baixos valores de ROL na região com essa orientação nesse tempo (Figura 4.18). Nesse período, o enfraquecimento dos movimentos ascendentes na região da ZCIT do Atlântico pode ser observado, enquanto os valores mais intensos de  $\omega < 0$  associados com a ZCIT do Pacífico encontram-se confinados no limite do extremo noroeste da América do Sul. Assim, depois da EC monçônica estar bem estabelecida na pântada +6 na região do COB, nota-se a presença de movimento ascendente em grande parte da América do Sul e a ausência do mesmo sobre a América Central, coerentemente aos campos de ROL e T em 850 hPa nesse tempo (Figuras 4.18, 4.19 e 4.20).

A circulação em altos níveis mostrada pelo campo de escoamento do vento em 200 hPa pode ser vista na Figura 4.21, a qual mostra a variação da posição e da intensidade da AB nas pântadas próximas ao IEC no COB. Na pântada -6, o escoamento de nordeste que cruza o equador entre 110°W e 70°W gira para leste aproximadamente em 10°S dando origem a uma circulação anticiclônica fechada em altos níveis na região norte do América do Sul, enquanto uma circulação anticiclônica também é notada na América Central. Nesse tempo, uma região de divergência pode ser observada ao longo da ZCIT do Atlântico, consistente com os baixos valores de ROL e com o movimento ascendente notados nesse tempo (Figuras 4.18 e 4.20). Da pântada -4 à pântada de IEC, a AB desloca-se levemente para sudoeste e se intensifica, enquanto o cavado corrente abaixo sobre o litoral nordeste do continente encontra-se em processo de formação nesse período, apresentando-se bem configurado na pântada de IEC. A presença desse anticiclone em 200 hPa é relacionado com a divergência em altos níveis, consistentemente com a presença de atividade convectiva e de movimentos ascendentes em toda a região do SMAS nesse tempo (Figuras 4.18 e 4.20). Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), a AB desloca-se ligeiramente para o sul e intensifica-se, fazendo com que o escoamento ao sul de 10°S tenha uma configuração mais meridional. Nesse período, o anticiclone observado na região da América Central desaparece, com o escoamento na região tornando-se mais zonal na pântada +6, enquanto a AB e o cavado corrente abaixo associado encontram-se bem acentuados nesse tempo. A consistência desses compostos com os da BAC pode ser novamente notada no que concerne à defasagem de aproximadamente quatro pântadas entre os mesmos, visto que a AB e o cavado corrente abaixo já



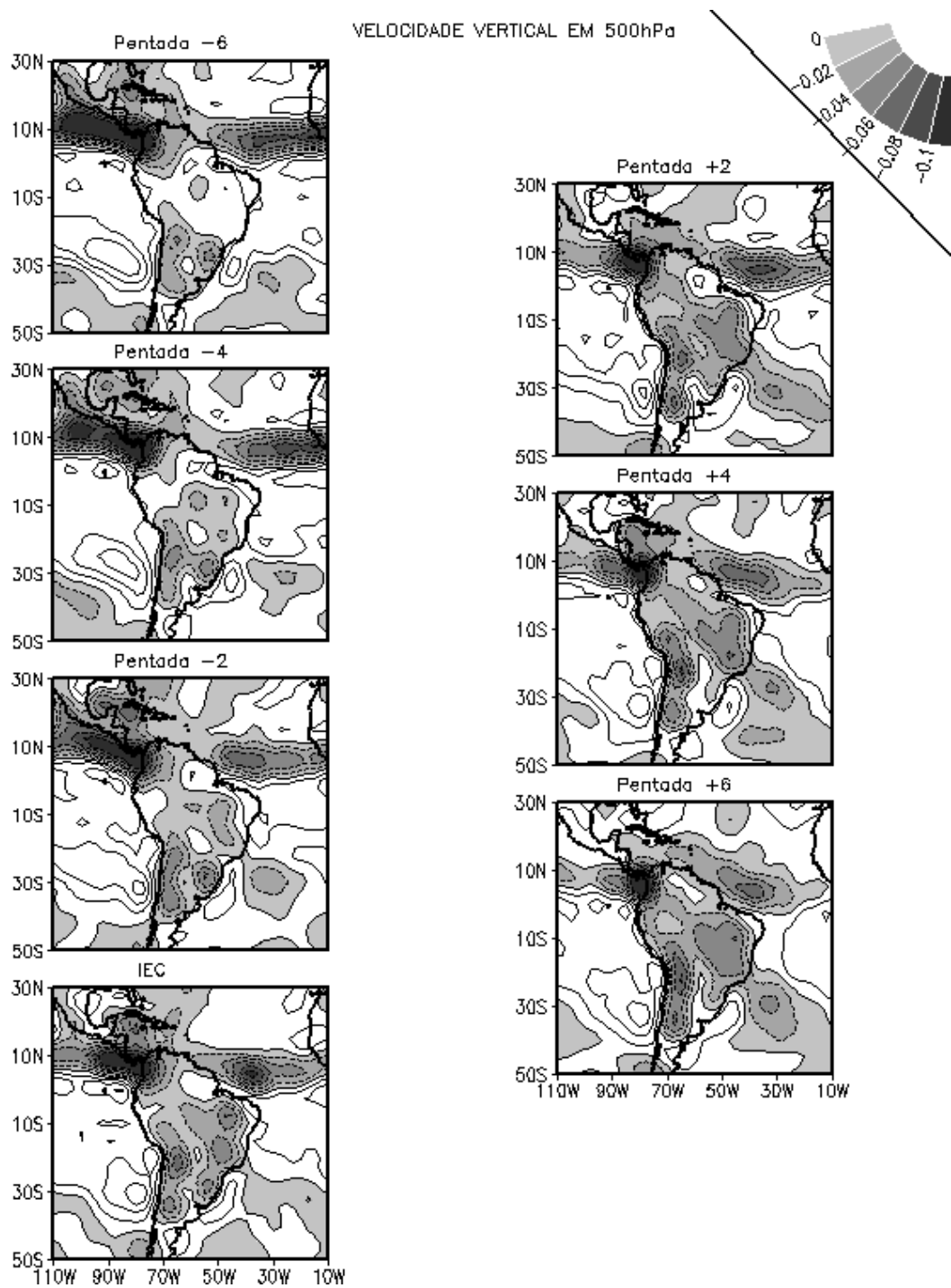


FIGURA 4.20 – Compostos de  $\omega$  em 500 hPa para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de  $0,02 \text{ Pa s}^{-1}$ . Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de  $0 \text{ Pa s}^{-1}$ .

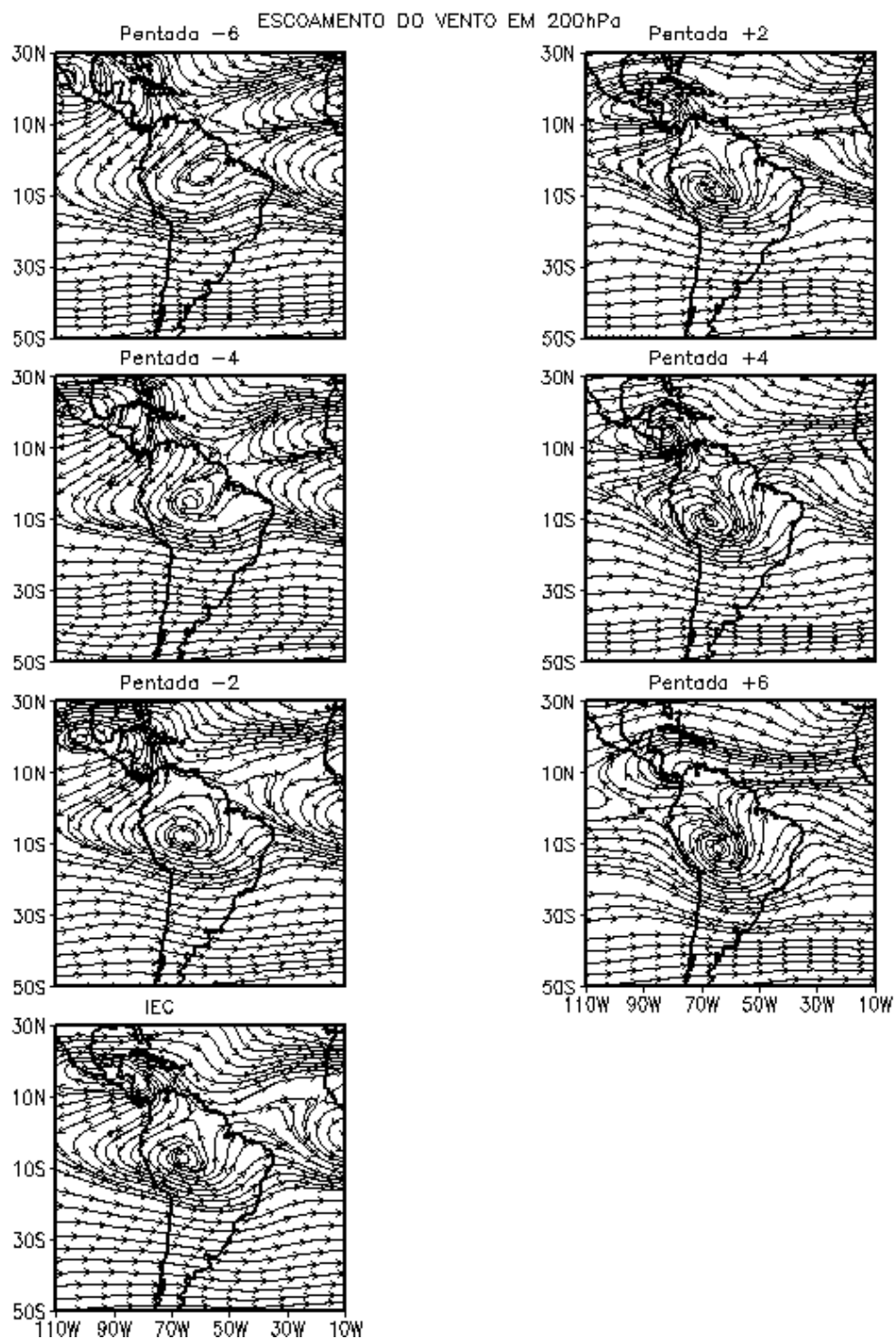


FIGURA 4.21 – Compostos de escoamento do vento em 200 hPa para o período de IEC na região do COB.

se encontram bem configurados na pântada de IEC da região do COB e, tal configuração, é semelhante à pântada +4 da região da BAC (Figura 4.6).

A evolução do campo de PNM associada com o estabelecimento da EC na região do COB pode ser observada na Figura 4.22. Coerentemente aos altos valores de ROL, os maiores valores de PNM são observados nos cinturões de alta pressão subtropicais no Pacífico sul e no Atlântico norte e sul. Assim como para a região da BAC, a alteração na configuração é observada apenas para a ASAS. Tal sistema apresenta diferenças na intensidade e em seu posicionamento em relação ao continente nesse período de análise. Da pântada -6 à pântada de IEC, a região do SMAS apresenta valores de PNM inferiores a 1012 hPa, já que, nesse período, o centro da ASAS está gradualmente se afastando do continente, contribuindo com essa diminuição da PNM continental. Essa diminuição dos valores de PNM continentais são coerentes com a presença de atividade convectiva, com um aquecimento em baixos níveis e com os valores negativos de  $\omega$  em 500 hPa nesse período de IEC na região do COB (Figuras 4.18, 4.19 e 4.20). Nas pântadas +2, +4 e +6, nota-se que a PNM na região central do SMAS é ainda menor, com valores inferiores a 1010 hPa. A ASAS, mesmo estando a leste do continente, permanece intensa, contribuindo para o transporte de umidade do oceano para o continente, consistentemente com estudos anteriores que já haviam mostrado que o aumento da precipitação na Amazônia está associado com o aumento do transporte de umidade do Atlântico (MARENGO, 1992; RAO et al., 1996). Cabe ressaltar que, nesse período da pântada -6 à pântada +6, um aumento gradual dos valores de PNM continentais na região da América Central pode ser observado, já que o sistema de alta pressão do Atlântico norte se aproxima do continente estabelecendo condições propícias para a ES na região.

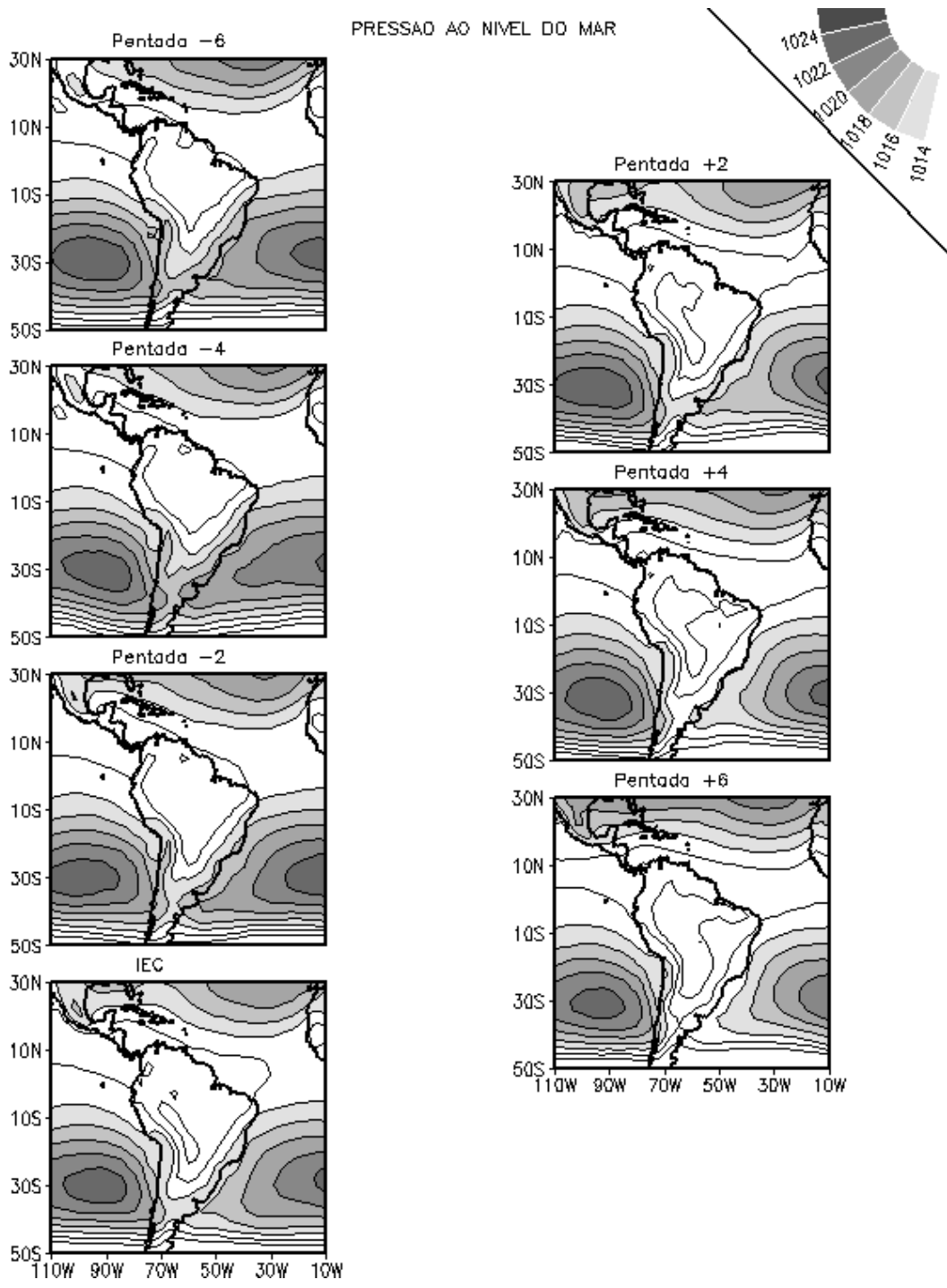


FIGURA 4.22 – Compostos de PNM para o período de IEC na região do COB. O intervalo de contorno é de 2 hPa. Áreas hachuradas de claras a escuras têm início no contorno de 1014 hPa.

#### 4.1.2.2 Composições para o FEC no COB

Os compostos de ROL para o FEC no COB ilustram a maior atividade convectiva tropical com valores de ROL menores que  $220 \text{ W/m}^2$  na região central do continente sul-americano, e convecção menos intensa (valores de ROL menores que  $240 \text{ W/m}^2$ ) nas regiões da ZCIT do Pacífico e do Atlântico na pântada -6 (Figura 4.23). A atividade convectiva na região da América do Sul começa a se enfraquecer na pântada -4, com a convecção se retraindo no sentido noroeste e sentido nordeste, unindo-se à convecção nas regiões das ZCITs na pântada -2. Na pântada de FEC, a convecção mais intensa restringe-se ao noroeste da América do Sul e não mais se observa atividade convectiva na região do COB, tempo em que se observa uma intensificação da convecção na ZCIT do Pacífico, já que valores menores que  $220 \text{ W/m}^2$  de ROL são notados na região, centrados em aproximadamente  $110^\circ\text{W}$  e  $10^\circ\text{N}$ . Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), a atividade convectiva progride gradualmente para noroeste, o que intensifica a ZCIT no Pacífico leste. A convecção na região da ZCIT do Atlântico também se intensifica gradualmente nesse período. Estudos anteriores já haviam documentado essa retração da convecção para noroeste na América do Sul no FEC monçônica (KOUSKY 1988; HOREL et al. 1989; MARENGO et al. 2001; GAN et al. 2004). Vale observar que, coerentemente com os compostos de FEC da região da BAC (Figura 4.8), os mesmos mostram que o FEC é mais gradual quando comparados com os respectivos períodos de IEC, já que os campos de ROL observados depois do FEC não apresentam grandes alterações, aspecto já documentado por Horel et al. (1989). Outra característica que deve ser mencionada é que a convecção associada com a ZCIT do Atlântico encontra-se mais ao sul do que no período de IEC, coerentemente à sua posição climatológica nessa época do ano (Figura 4.18; HASTENRATH e HELLER, 1977). Os compostos de ROL do FEC para essa região encontram-se defasados em aproximadamente seis pântadas em relação aos da BAC, como notado também para o IEC. Semelhanças podem ser observadas nos padrões dos compostos da pântada +6 na região do COB e da pântada de FEC da BAC (Figuras 4.23 e 4.8, respectivamente). Vale lembrar que as pântadas médias de FEC encontradas para a BAC e para o COB foram 29 e 24, respectivamente.

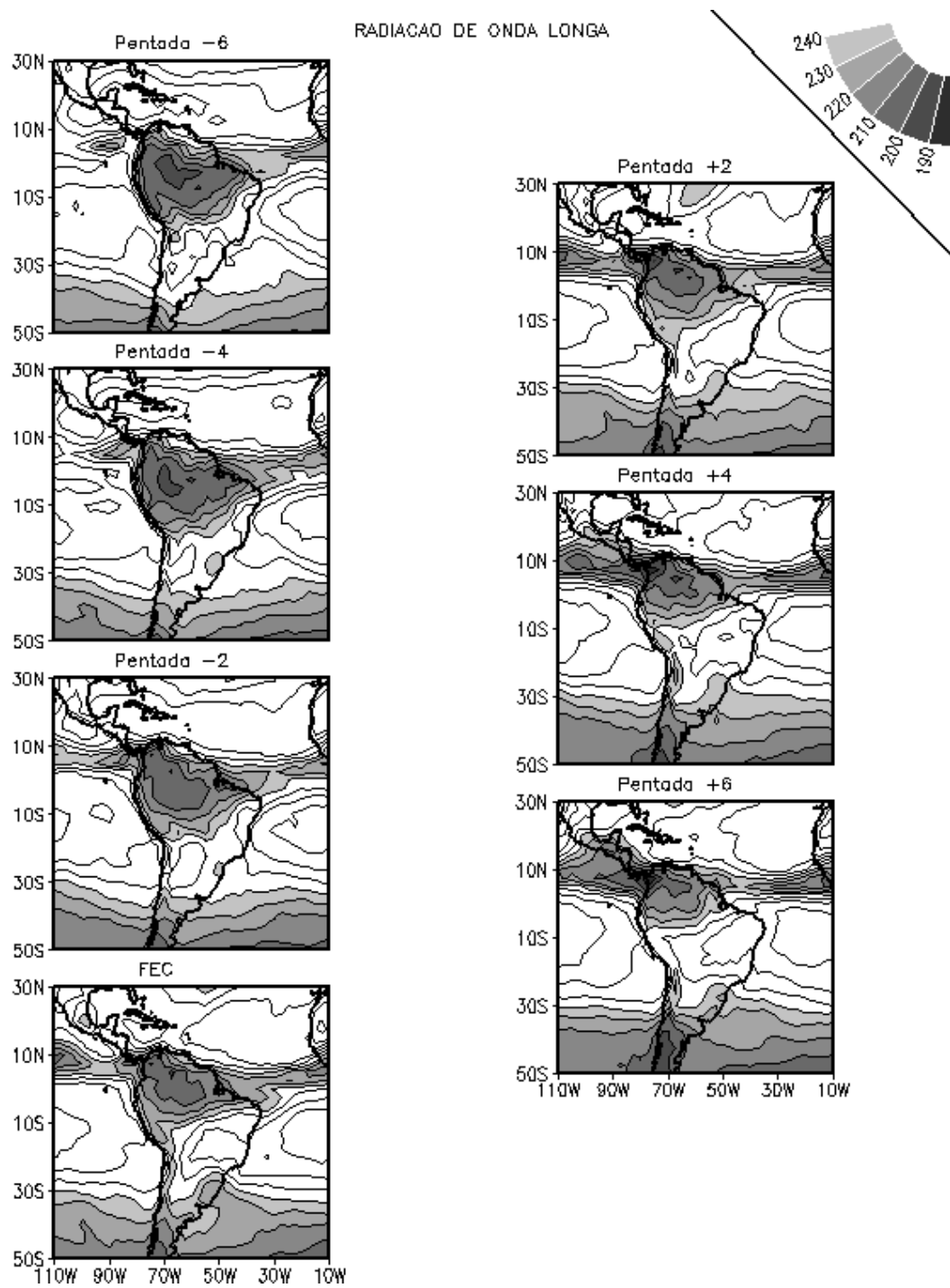


FIGURA 4.23 – Idem a Figura 4.18, mas para o FEC.

Os aspectos evolutivos do campo de T em 850 hPa do período de FEC para a região do COB podem ser vistos através de compostos (Figura 4.24). Na pântada -6 valores de temperatura superiores a 291 K são observados em quase toda a região do SMAS, exceto em uma pequena área no norte do continente. Esses valores de T em 850 hPa não são notados na região da América Central, enquanto valores de temperaturas inferiores a 285 hPa podem ser observados apenas ao sul de 35°S na América do Sul. Logo, um resfriamento em baixos níveis na região da Bacia Amazônica pode ser notado da pântada -6 até a pântada de FEC, como indicado pela gradual ocupação da América do Sul ao norte de 20°S por temperaturas inferiores a 291 K. Na pântada de FEC, parte do continente sul-americano ao norte de 10°S encontra-se resfriado em relação às pântadas anteriores, enquanto que temperaturas superiores a 294 K começam a ser observadas na região da América Central. Essa configuração é indicativa da transição dos sistemas monçônicos entre o HS e o HN. O resfriamento relativo permanece sobre o continente da pântada +2 até a pântada +6, enquanto o aquecimento começa a aumentar sobre a América Central, já que valores de temperatura superiores a 297 K podem ser notados sobre a região. Nesse período, valores de temperatura inferiores a 285 hPa são notados ao sul de 30°S na América do Sul, o que indica que o continente está resfriado também em extensão meridional quando comparado à pântada -6, por exemplo.

A Figura 4.25 mostra os compostos do campo de  $\omega$  em 500 hPa para o período de FEC da região do COB. Intensos movimentos ascendentes ( $\omega < 0$ ) podem ser observados na região da ZCAS, no centro-oeste da América do Sul e ao longo da ZCIT do Atlântico e do Pacífico na pântada -6. Esse movimento ascendente começa a se enfraquecer na região da Bacia Amazônica e se deslocar para norte, unindo-se às regiões associadas com a convecção das ZCIT nas pântadas -4 e -2 consistentemente com o resfriamento em baixos níveis notado na região nesse período (Figura 4.24). Na pântada de FEC, o movimento ascendente mais intenso se restringe ao extremo noroeste e nordeste do continente, ao longo da faixa equatorial, que une as ZCIT do Pacífico e do Atlântico. A presença desses valores de  $\omega < 0$  é coerente com os baixos valores de ROL indicativos de atividade convectiva nessas regiões, assim como a ausência de movimentos ascendentes no COB é consistente com o aumento dos valores de ROL, o que indica a diminuição da atividade convectiva na região (Figura 4.23). Da pântada +2 à pântada +6, o movimento ascendente mais intenso encontra-se confinado nos setores noroeste e nordeste da

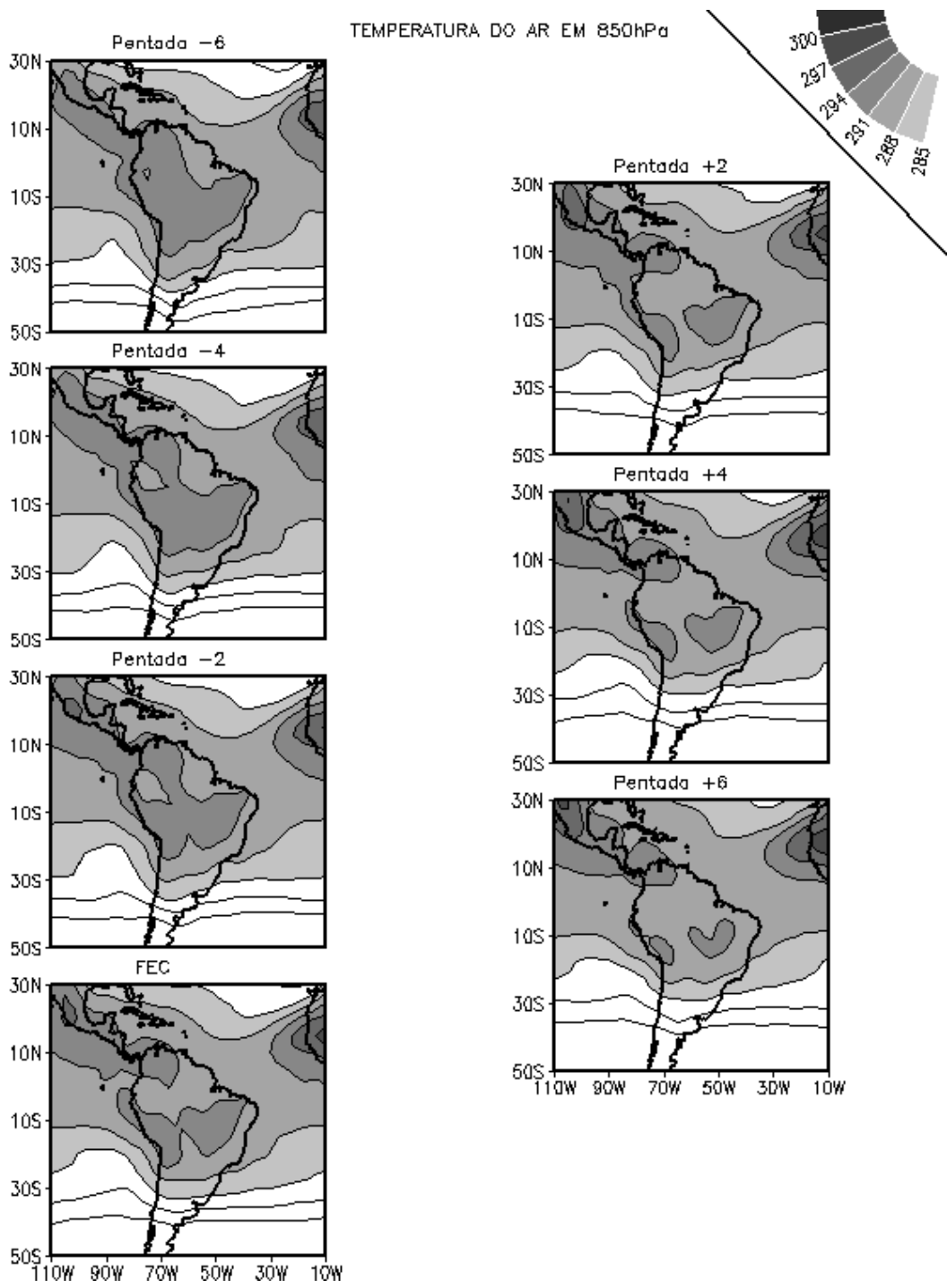


FIGURA 4.24 – Idem a Figura 4.19, mas para o FEC.



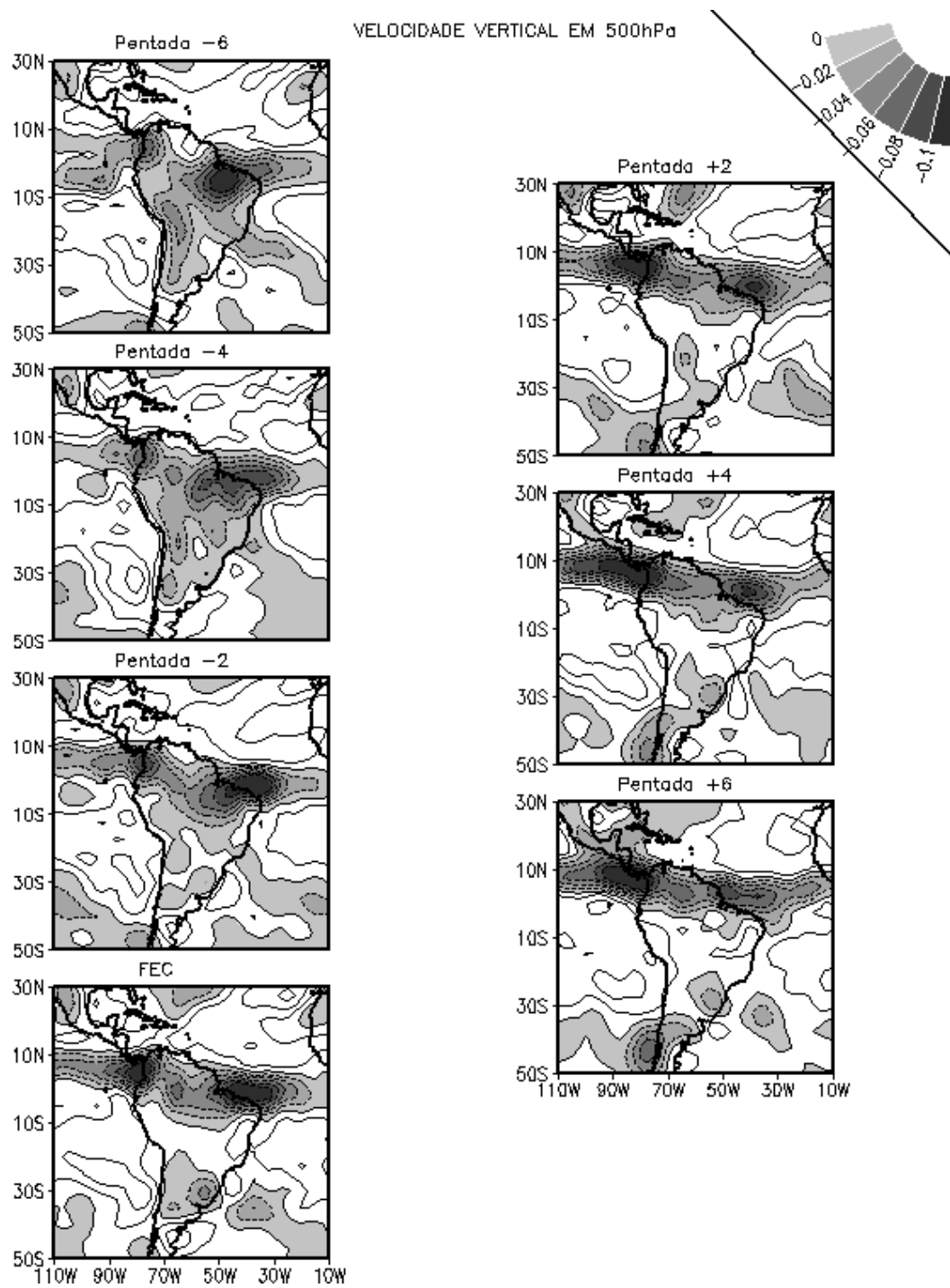


FIGURA 4.25 – Idem a Figura 4.20, mas para o FEC.

América do Sul, na região das ZCIT do Atlântico e do Pacífico, mantendo a configuração da pântada de FEC e apresentando o padrão de uma ES estabelecida no continente. A presença desses movimentos ascendentes são localizados nas mesmas regiões de intensa atividade convectiva notadas nos compostos de ROL nesse tempo, com a ZCIT do Atlântico localizando-se bem próxima do continente em sua posição mais ao sul. Vale observar a presença de valores de  $\omega < 0$  observados na região da América Central confirmando, juntamente com os campos de ROL e T em 850 hPa, a transição do SMAS para o sistema de monção da América do Norte (Figuras 4.23, 4.24 e 4.25).

A Figura 4.26 mostra a evolução da circulação em altos níveis durante as pântadas próximas ao FEC na região do COB através do campo de escoamento do vento em 200 hPa. Na pântada -6, a AB encontra-se configurada e ainda bem intensa no setor centro-oeste da América do Sul, assim como o cavado corrente abaixo sobre o nordeste do continente. Esse sistema começa a se desintensificar nas pântadas seguintes (-4 e -2). Na pântada de FEC, tal configuração é substituída por um escoamento divergente centrado no equador em 60°W, aproximadamente, consistente com valores negativos de  $\omega$  em 500 hPa encontrados nessa região (Figura 4.25). Esse escoamento divergente continua a ser observado na pântada +2. Nas pântadas +2, +4 e +6, pode-se observar uma região de divergência ao longo da ZCIT do Atlântico e, ainda, um escoamento de nordeste cruzando o equador que gira para leste ao redor de 10°S e se torna parte do escoamento de oeste dominante ao sul de 10°S. Essa região de divergência na ZCIT do Atlântico é coerente com a presença de movimentos ascendentes notados na região nesse tempo (Figura 4.25). Como a pântada +6 corresponde à pântada 35, na média, ou seja, início do inverno austral, esse escoamento de oeste em 200 hPa dominante ao sul de 10°S é parte da configuração do vento em altos níveis dessa época do ano. O escoamento dominante na região da América Central ainda é zonal nesse período, visto que a formação de um anticiclone na região, como notado para o FEC na BAC (Figura 4.11), ainda não é observada.

Os aspectos associados com as variações de PNM para o período de FEC na região do COB podem ser observados na Figura 4.27. Consistentemente com os altos valores de ROL (Figura 4.23), os valores de PNM maiores que 1024 hPa são notadas no cinturões de alta pressão subtropicais no Atlântico norte e sul e no Pacífico sul. Gradualmente, os compostos mostram uma

maior proximidade do centro da ASAS do continente conforme se aproximam as pântadas de FEC e, assim, o continente apresenta valores maiores que 1012 hPa da pântada -2 à pântada de FEC. Esse aumento da PNM continental é consistente com ausência de atividade convectiva, com um resfriamento do ar em baixos níveis, com a ausência de movimentos ascendentes e com um escoamento em altos níveis predominantemente zonal, aspectos notados nos compostos anteriores, os quais são característicos do estabelecimento da ES na região (Figuras 4.23, 4.24, 4.25 e 4.26). Embora mais próxima do continente, a ASAS encontra-se menos intensa quando comparada com os compostos de IEC (Figura 4.22), o que implica que o FEC está associado com uma desintensificação da ASAS e, conseqüentemente, com uma diminuição do transporte de umidade proveniente do oceano Atlântico. Nas pântadas seguintes (+2, +4 e +6), valores de PNM maiores que 1014 hPa começam a ocupar parte do continente sul-americano, já que os maiores valores de PNM associados com a ASAS encontram-se mais próximos do continente, ilustrando aspectos da ES estabelecida.

Através dos compostos analisados do campo de ROL, T em 850 hPa,  $\omega$  em 500 hPa, escoamento do vento em 200 hPa e PNM dos períodos de IEC e FEC para a região do COB, pode-se observar aspectos evolutivos fisicamente consistentes entre as variáveis para cada período. Sendo assim, da mesma maneira que para a região da BAC, o uso do campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  dentro do contexto aqui proposto parece ser eficiente em detectar tais datas. Logo, campos de precipitação estimada pelo satélite TRMM são analisados para fins de monitoramento nas pântadas do período de IEC e FEC da região. Para tal, médias espaciais do campo de ROL sobre o COB são calculadas para as pântadas 46 a 70 de 2006 ( $\overline{ROL_{ant}}(2006)$ ) e das pântadas 10 a 34 de 2007 ( $\overline{ROL_{ant}}(2007)$ ).

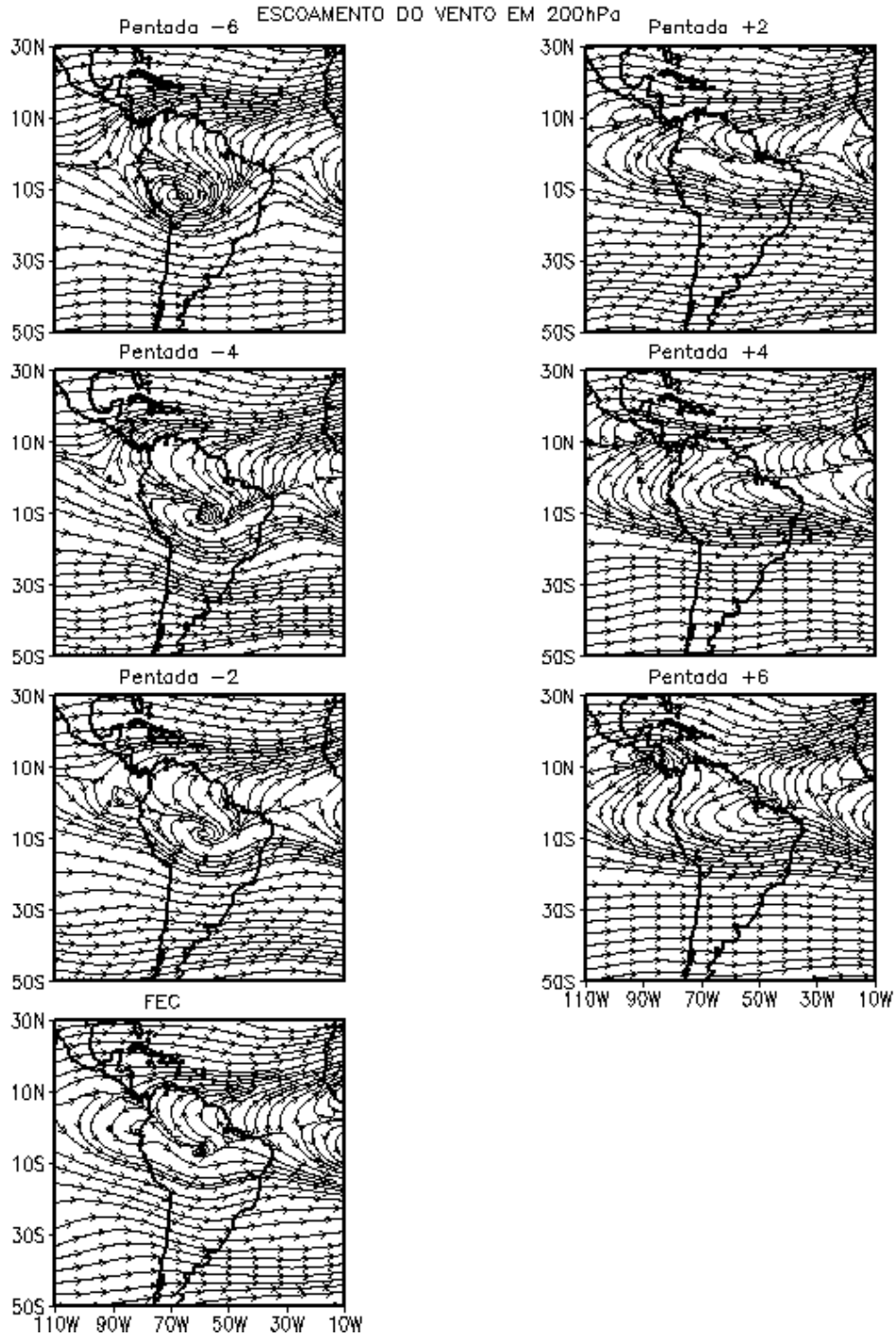


FIGURA 4.26 – Idem a Figura 4.21, mas para o FEC.

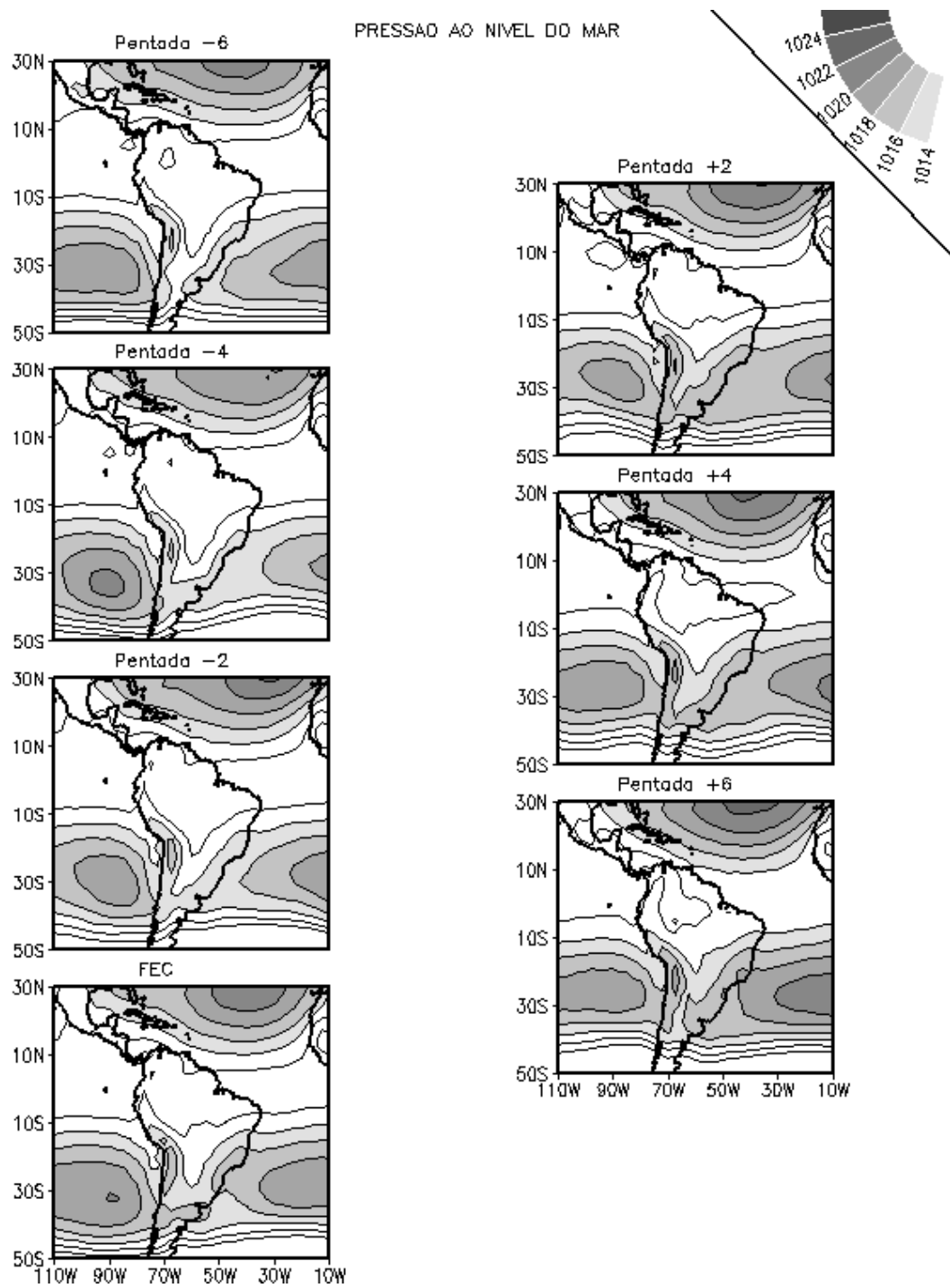


FIGURA 4.27 – Idem a Figura 4.22, mas para o FEC.

#### 4.1.2.3 $\overline{ROL}_{ant}(2006)$ e $\overline{ROL}_{ant}(2007)$

O período de IEC para a região do COB de 2006 pode ser visto na série temporal do  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  (Figura 4.28a). Apesar de a série apresentar um comportamento oscilatório, a análise da mesma indica que a data de IEC é a pântada 54, já que a sequência de valores positivos observada inicialmente é interrompida nessa pântada e, a partir da mesma, a dominância é de valores negativos de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$ . Para fins de comparação, mapas de precipitação estimada pelo satélite TRMM são obtidos para o período compreendido entre as pântadas 50 e 59 (Figura 4.29). Na pântada 50, valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada são notados no noroeste da Amazônia, ao longo da ZCIT sobre o Pacífico leste e Atlântico tropical norte, na América Central e no sudeste da América do Sul, quando o valor positivo de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  indica ausência de convecção na região do COB. Nas pântadas 51 e 52, a precipitação intensifica-se na Bacia Amazônica, mas não na região de estudo, o que é consistente com os valores positivos de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  nessas pântadas. Na pântada 53, valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada são encontrados em grande parte da região que se estende do noroeste da Amazônia ao sudeste da América do Sul, mas não ocupando toda a área do COB. Nessa pântada, o valor de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  continua positivo, porém de pequena magnitude. Indicando condições favoráveis para a ocorrência da precipitação. O valor negativo do  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  é coerente com a precipitação observada em toda região do COB na pântada de IEC. Gradualmente, esses valores de precipitação estendem-se da Bacia Amazônia, onde a precipitação mais intensa permanece, ao sudeste da América do Sul, o que resulta em um padrão estabelecido de ZCAS da pântada 56 em diante. Nesse período, a precipitação associada com as ZCITs do Pacífico e do Atlântico também pode ser notada, com a ZCIT do Atlântico ocupando sua posição mais ao norte, em torno de 10°N, coerentemente à época do ano que ela atinge essa posição (HASTENRATH e HELLER, 1977). Consistentemente, os valores negativos de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  são indicativos de condições úmidas na região do COB da pântada 54 a 59, com exceção da pântada 58, na qual o valor de  $\overline{ROL}_{ant}(2006)$  é positivo. A precipitação é ausente na América Central na pântada 58. Os aspectos evolutivos da precipitação também são coerentes com as características evolutivas da convecção relacionadas à EC do SMAS descrita em trabalhos anteriores (KOUSKY 1988;

HOREL et al. 1989; MARENGO et al. 2001; GAN et al. 2004). Cabe ressaltar que esses campos de precipitação do período de IEC são bem consistentes com os campos climatológicos dos aspectos da circulação de grande escala observados nas composições desse mesmo período para a região do COB. Presença de atividade convectiva, o aquecimento em baixos níveis no continente, valores de  $\omega < 0$  em 500 hPa, a AB bem configurada em altos níveis e diminuição de PNM continental e intensificação da ASAS são aspectos observados em grande parte do SMAS e na região das ZCITs do Pacífico e do Atlântico, características indicativas de ocorrência de precipitação (Figuras 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22). Assim, uma boa indicação de quando as condições úmidas são estabelecidas na região do COB é fornecida pelos valores de  $\overline{ROL_{ant}}$  (2006) para o período de IEC.

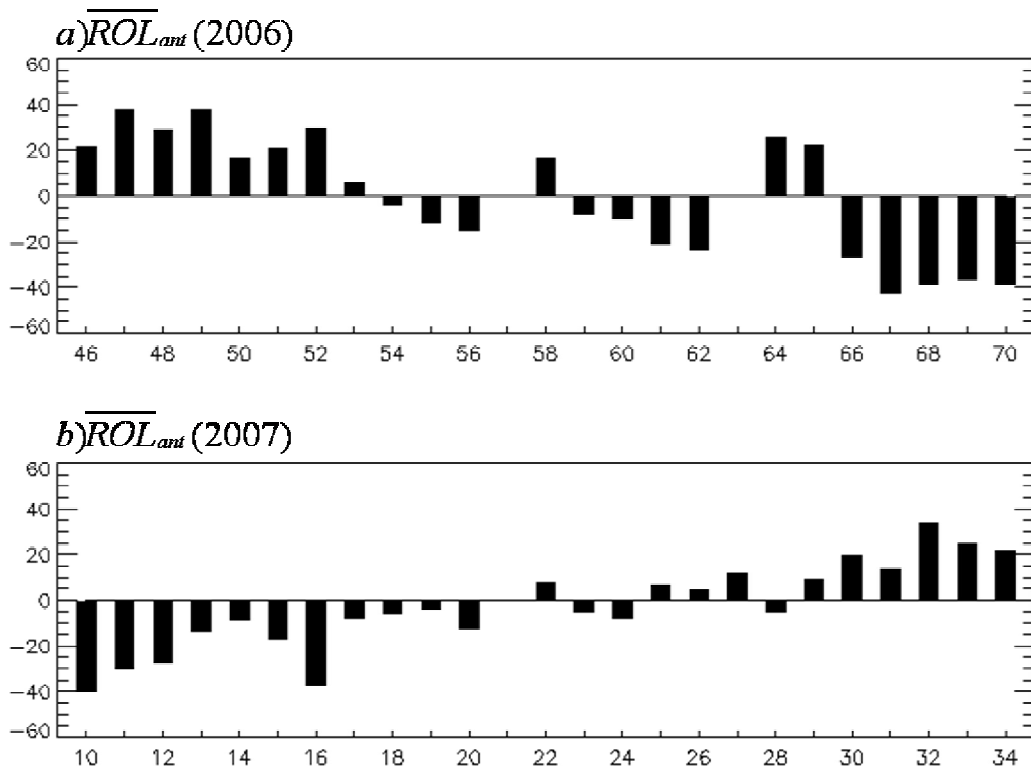


FIGURA 4.28 –  $\overline{ROL_{ant}}$  sobre a região do COB para: a) IEC de 2006 e b) FEC de 2007. As unidades do eixo das ordenadas são  $W / m^2$ .

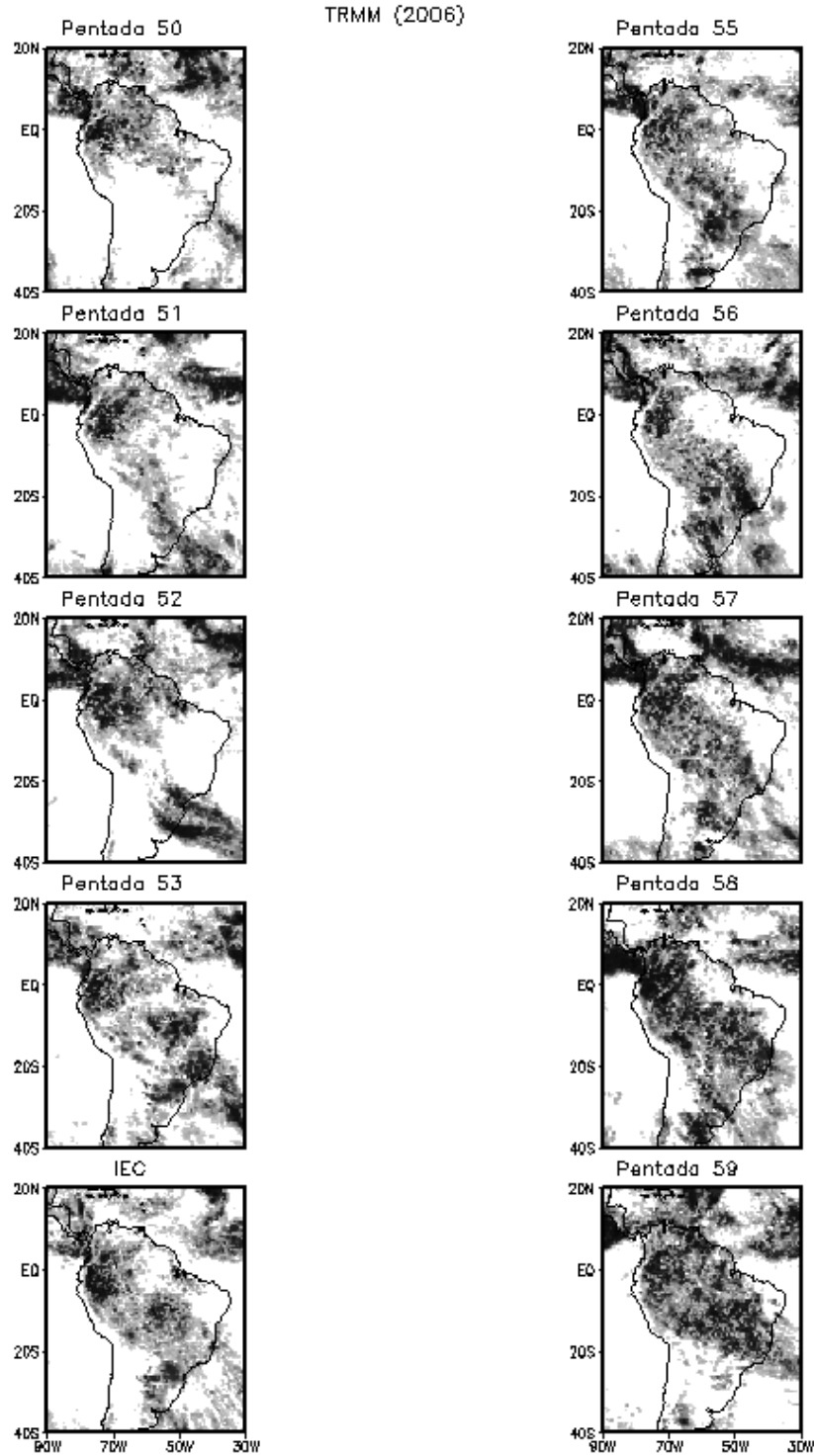


FIGURA 4.29 – Precipitação estimada pelo satélite TRMM para as pênadas indicadas nas figuras para o ano de 2006. Áreas hachuradas de claras a escuras indicam valores maiores que 6 mm/pênada.



A Figura 4.28b ilustra a série temporal do  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  entre as pântadas 10 e 34 de 2007. A análise dessa figura indica que o FEC deu-se na pântada 22 para a região do COB, já que tal pântada com valor positivo de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  interrompe a sequência predominantemente negativa observada, mesmo com a série apresentando um caráter oscilatório depois da mudança de sinal. Assim, campos de precipitação estimada pelo satélite TRMM para o período compreendido entre as pântadas 18 e 27 são ilustrados na Figura 4.30. Na pântada 18, valores de precipitação superiores a 6 mm/pântada podem ser notados em grande parte do norte da América do Sul, ao longo da ZCIT no Atlântico, que encontra-se bem próxima da costa norte/nordeste da América do Sul, e em parte da região do COB, quando o pequeno, mas negativo valor de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  indica condições úmidas na região. A configuração se mantém na pântada 19, porém a ocorrência de precipitação superior a 6 mm/pântada pode ser observada em grande parte da região COB. Consistentemente, o valor negativo de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  nessa pântada ainda indica presença de atividade convectiva no COB. A precipitação intensifica-se consideravelmente na região do COB e ao longo da região da ZCAS na pântada 20, coerentemente com o aumento da magnitude do valor negativo do  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  nesse tempo. A configuração se mantém na pântada 21, porém com precipitação superior a 6 mm/pântada em uma área menor na região do COB, o que não é possível relacionar ao  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  visto que o mesmo é muito próximo de zero nessa pântada. Na pântada de FEC, o valor positivo de  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  é coerente com a ausência de precipitação na região do COB, quando valores superiores a 6 mm/pântada são encontrados sobre grande parte da Bacia Amazônica e ao longo da ZCIT no Pacífico leste e no Atlântico. O aumento da precipitação nas pântadas 23 e 24 na região do COB é consistente com o  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  pequeno, mas negativo nesses tempos. A precipitação fica confinada sobre o noroeste da Amazônia, ao longo da ZCIT no Pacífico leste e Atlântico, principalmente, e não é mais observada na região do COB nas pântadas seguintes. Essa configuração é concordante com os valores positivos do  $\overline{ROL_{ant}}(2007)$  nessas pântadas, o que realmente é indicativo do estabelecimento da ES na região. Cabe ressaltar que as características evolutivas desses campos de precipitação do período de FEC são coerentes com os campos climatológicos dos aspectos da circulação de grande escala observados nas composições. A ausência de atividade convectiva, o resfriamento do ar em baixos

níveis no continente, a ausência de movimento ascendente, dominância de escoamento zonal em altos níveis e aumento de PNM continental são características notadas em grande parte do SMAS, as quais são indicativas de ausência de precipitação (Figuras 4.23, 4.24, 4.25, 4.26 e 4.27). Assim como para a região da BAC, a data estimada de FEC da série de  $\overline{ROL}_{ant}$  (2007) é uma ou duas pântadas antes da data quando a precipitação é ausente na região do COB. Nesse caso, é necessária uma análise da região anti-simétrica ao COB para averiguação, visto que o método proposto leva em consideração os aspectos convectivos inter-hemisféricos e, assim, o mesmo detecta a região com maior atividade convectiva entre duas regiões anti-simétricas.

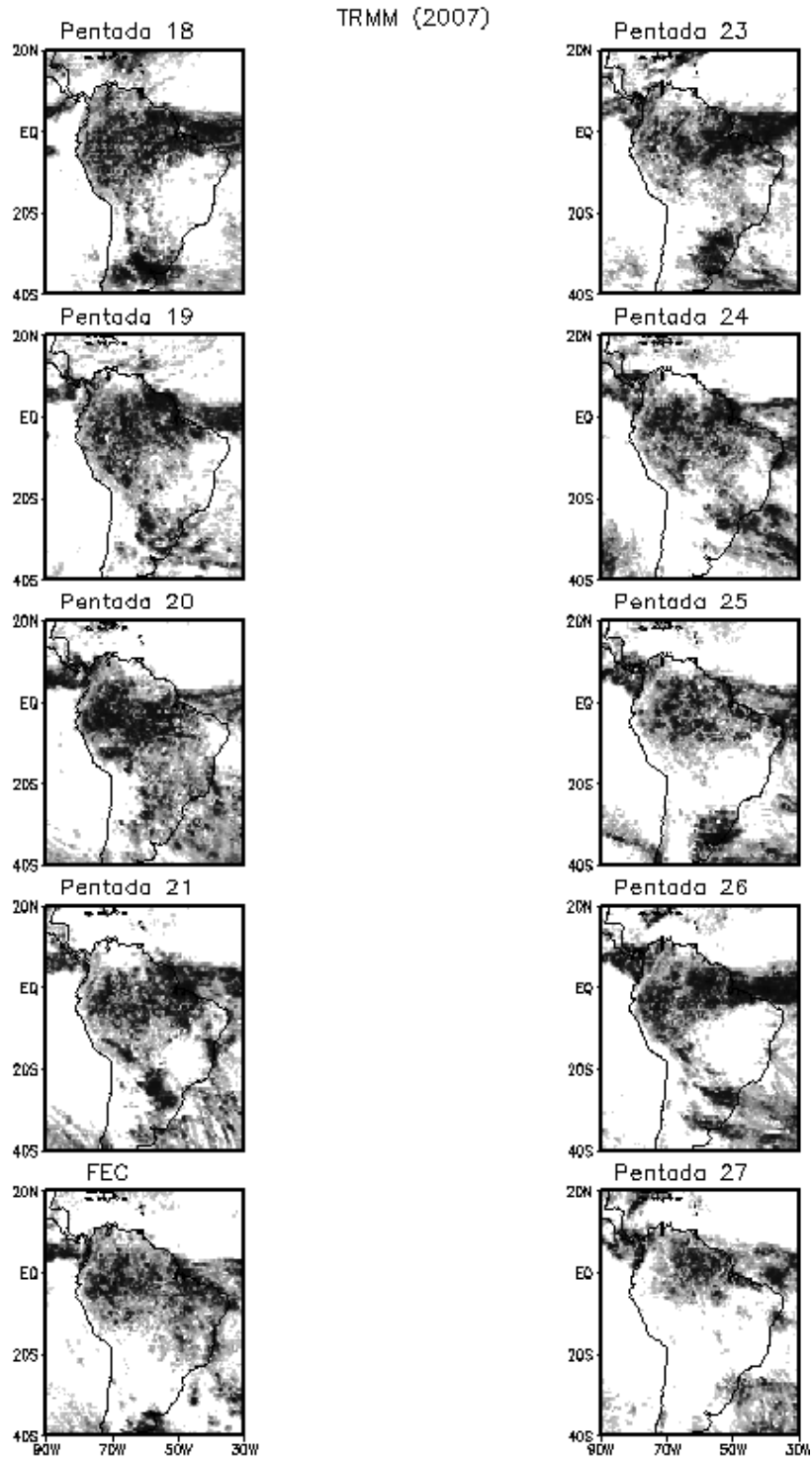


FIGURA 4.30 – Idem a Figura 4.29, mas para o ano de 2007.

## 4.2 Modos de Convecção

### 4.2.1 Análise da EOF de ROLF

Os três primeiros modos de ROLF explicam, respectivamente, 69,1%, 17,9% e 4,4% da variância total desta variável. Os cinco primeiros autovalores, as diferenças entre os autovalores e os erros de amostragem dos autovalores estão listados na Tabela 4.3. Assim, de acordo com o critério de North et al. (1982), os autovalores correspondentes aos dois primeiros modos da EOF são bem separados um do outro e dos modos mais altos, assim como o terceiro modo também é bem separado dos modos mais altos. Logo, apenas os três primeiros modos são analisados por explicarem a maior parte da variância total desta variável.

**Tabela 4.3** – Cinco primeiros autovalores, diferenças entre os autovalores e erros de amostragem dos autovalores.

<b>MODOS</b>	<b>Autovalor</b>	$\Delta\lambda$	$\delta\lambda$
<b>1</b>	$\lambda_1=69411$	$\Delta\lambda_1=51440$	$\delta\lambda_1=18550$
<b>2</b>	$\lambda_2=17971$	$\Delta\lambda_2=13568$	$\delta\lambda_2=4802$
<b>3</b>	$\lambda_3=4403$	$\Delta\lambda_3=2355$	$\delta\lambda_3=1176$
<b>4</b>	$\lambda_4=2048$	$\Delta\lambda_4=730$	$\delta\lambda_4=547$
<b>5</b>	$\lambda_5=1318$	–	–

A Figura 4.31a mostra o primeiro modo da EOF (EOF1) de ROLF e o correspondente PC está ilustrado na Figura 4.32a. A EOF1 mostra uma configuração de dipólo entre os dois hemisférios, com um padrão equatorialmente anti-simétrico de ROLF (Figura 4.31a). As correlações positivas significativas encontram-se sobre toda a América do Sul ao sul do equador e no oceano Atlântico equatorial central. Assim, para PC1 negativos (positivos), tem-se a presença (ausência) de convecção sobre essa região. A configuração de sinal oposto é observada no HN com correlações negativas significativas em dois centros: um aproximadamente em 15°N e 70°W e o outro em 10°N e 10°W. O PC1 mostra um ciclo anual bem definido, com o sinal negativo no período de verão austral e com sinal positivo no período de inverno austral (Figura 4.32a). As estações do ano citadas a partir de agora são referentes ao HS.

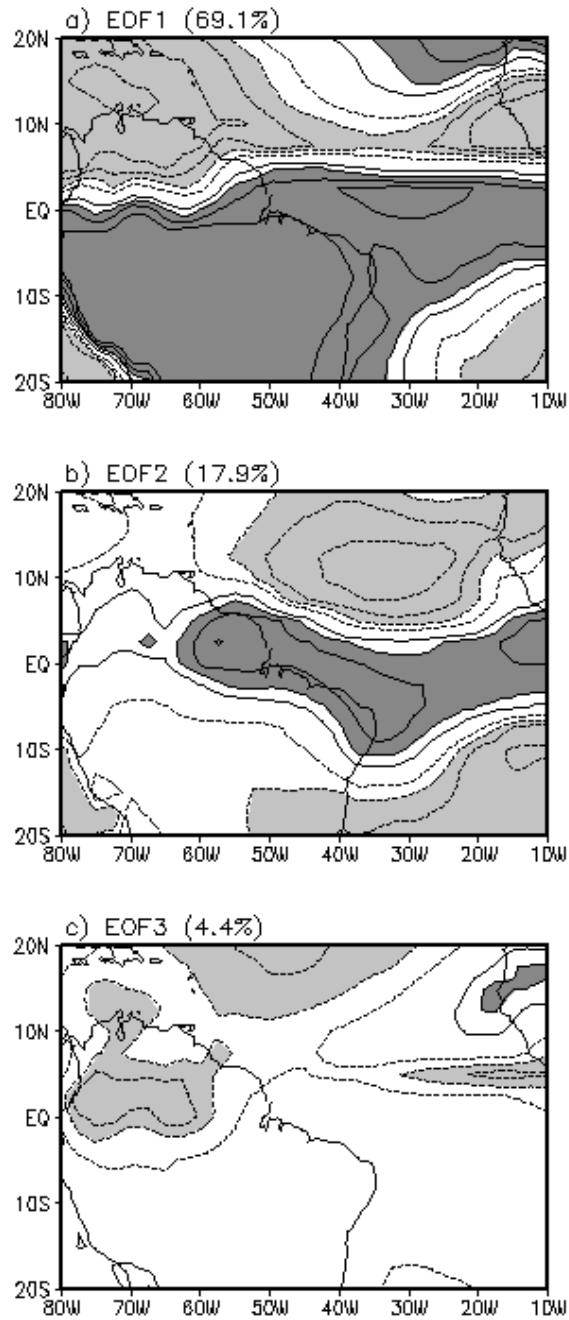


FIGURA 4.31 – Padrões espaciais dos três primeiros modos de ROLF: a) EOF1; b) EOF2 e c) EOF3. A variância explicada de cada modo encontra-se no topo de cada figura. O intervalo de contorno é 0,20, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,4 (0,4), que são significativos ao nível de confiança de 95%.

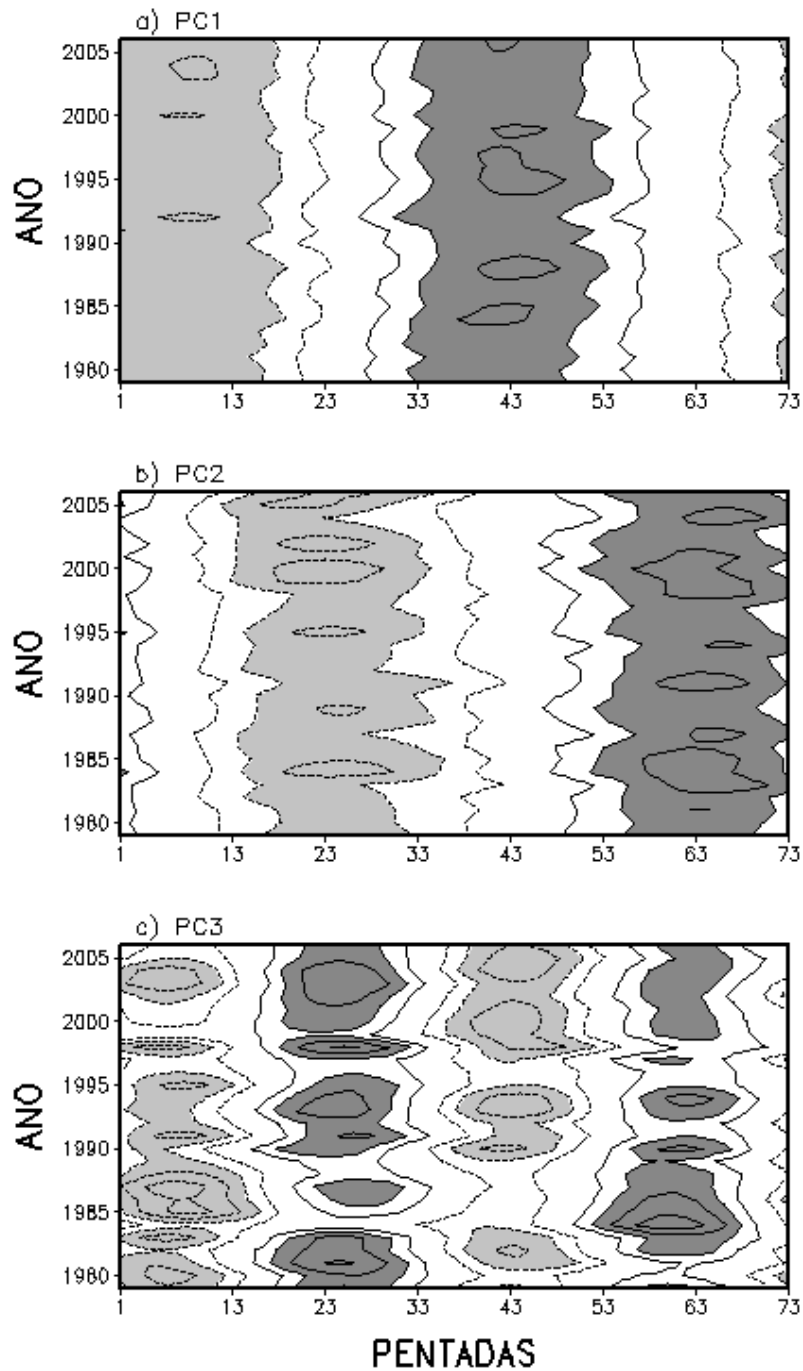


FIGURA 4.32 – Componentes principais correspondentes aos três primeiros modos da EOF de ROLF: a) PC1; b) PC2 e c) PC3. O intervalo de contorno é 0,5, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -1 (1) desvio padrão.

O padrão encontrado nesse primeiro modo representa a resposta sazonal do campo de ROLF à forçante solar. Durante o verão, os valores do PC1 são negativos e, assim, as correlações são negativas na região do SMAS, o que é indicativo de atividade convectiva. Assim, o aumento da convecção sobre a América do Sul durante o verão é o resultado do intenso aquecimento em baixos níveis e do intenso fluxo de calor latente associado com a AB, como mostrado por Silva Dias et al. (1983). Os valores positivos de ROLF no HN indicam a redução da convecção nesse período. Durante o inverno, os valores positivos do PC1 indicam um padrão de ROLF com sinal contrário, com uma redução da atividade convectiva na região do SMAS e um aumento na região equatorialmente anti-simétrica. Logo, esses aspectos ilustram a reversão dos padrões de ROLF entre o HS e o HN do verão para o inverno e vice-versa. Assim, uma configuração anti-simétrica do campo de ROLF prevalece sobre a região do SMAS. Esses resultados estão coerentes com os de Murakami e Nakazawa (1985), que encontraram um padrão de dipolo relacionado à monção na componente equatorialmente anti-simétrica de ROL, variando em um ciclo anual bem definido

A Figura 4.31b ilustra o segundo modo da EOF (EOF2) de ROLF e o correspondente PC está na Figura 4.32b. Correlações positivas significativas são observadas ao longo da costa nordeste da América do Sul e no Atlântico equatorial adjacente, enquanto correlações negativas podem ser notadas ao norte e ao sul das correlações positivas na EOF2 (Figura 4.31b). Os valores mais intensos dessas correlações são as positivas ao longo das latitudes equatoriais da costa norte/nordeste da América do Sul e oceano Atlântico adjacente e as negativas no Atlântico tropical norte. A série temporal do PC2 pode ser vista na Figura 4.32b, a qual mostra um ciclo anual bem definido, assim como o PC1, mas com as maiores amplitudes negativas ao redor da pênstada 23, correspondente ao outono e positivas ao redor da pênstada 63, correspondente à primavera. Analisando a região com as maiores correlações, um aumento da atividade convectiva pode ser observado ao longo do Atlântico equatorial, na costa norte/nordeste da América do Sul durante o outono e no Atlântico tropical norte durante a primavera. Logo, esse padrão sazonal do campo de ROLF é consistente com aquele associado à ZCIT do Atlântico. De fato, a ZCIT atinge sua posição mais ao norte na primavera e gradualmente se propaga para sul para atingir sua posição mais ao sul no outono (RATISBONA, 1976; HASTENRATH e HELLER, 1977). Assim, o segundo modo descreve as variações sazonais da convecção tropical relacionada à ZCIT do

Atlântico e será, daqui em diante, chamado de modo ZCIT.

As Figuras 4.31c e 4.32c mostram o terceiro modo da EOF (EOF3) de ROLF e o correspondente PC, respectivamente. A EOF3 mostra um padrão quase-simétrico de ROL em relação a 3°N, no qual as correlações negativas significativas podem ser notadas sobre o oeste da América do Sul equatorial e no Atlântico leste em torno de 5°N (Figura 4.31c). Este modo será, a partir de agora, chamado de simétrico. Correlações negativas significativas também são observadas no Atlântico tropical norte, em uma área limitada por 10°N, 20°N, 65°W e 30°W, enquanto as correlações positivas significativas são encontradas em uma pequena área centrada em 15°N e 15°W. Esse padrão se assemelha com o modo semi-anual equatorialmente simétrico de ROL na região da América do Sul encontrado por Matsumoto e Murakami (2000). Na Figura 4.32c, o PC3 mostra um ciclo semi-anual bem definido da componente simétrica de ROL, com amplitudes positivas durante as estações de outono e primavera (da pântada 18 à 23 e da pântada 54 à 67) e as negativas nas estações de verão e inverno (da pântada 1 à 13 e da pântada 35 à 53). Assim, as amplitudes positivas do PC1 indicam a presença de atividade convectiva na região da América do Sul equatorial durante as estações de transição entre os sistemas monçônicos do HS e HN (outono e primavera). Matsumoto e Murakami (2000) também encontraram esse ciclo semi-anual de variação da componente simétrica de ROL. Portanto, esse modo descreve a resposta semi-anual da convecção tropical à marcha anual de insolação no equador, que é predominantemente forçada pelo ciclo semi-anual na declinação solar.

## **4.2.2 Mapas de correlação**

### **4.2.2.1 PC1 vs ROLF**

Os mapas de correlação entre o PC1 e o campo de ROLF mostram a evolução temporal do modo anti-simétrico ilustrado na EOF1 (Figuras 4.31a e 4.33). Correlações positivas significativas podem ser observadas na região da América do Sul tropical, correspondente à região influenciada pelo SMAS e, portanto, pelos sistemas AB e ZCAS, e ao longo do Atlântico equatorial; enquanto as correlações negativas significativas são encontradas ao norte e ao sul dessas áreas na defasagem 0 pântada. Uma semelhança entre esse padrão notado no setor tropical entre 20°N e



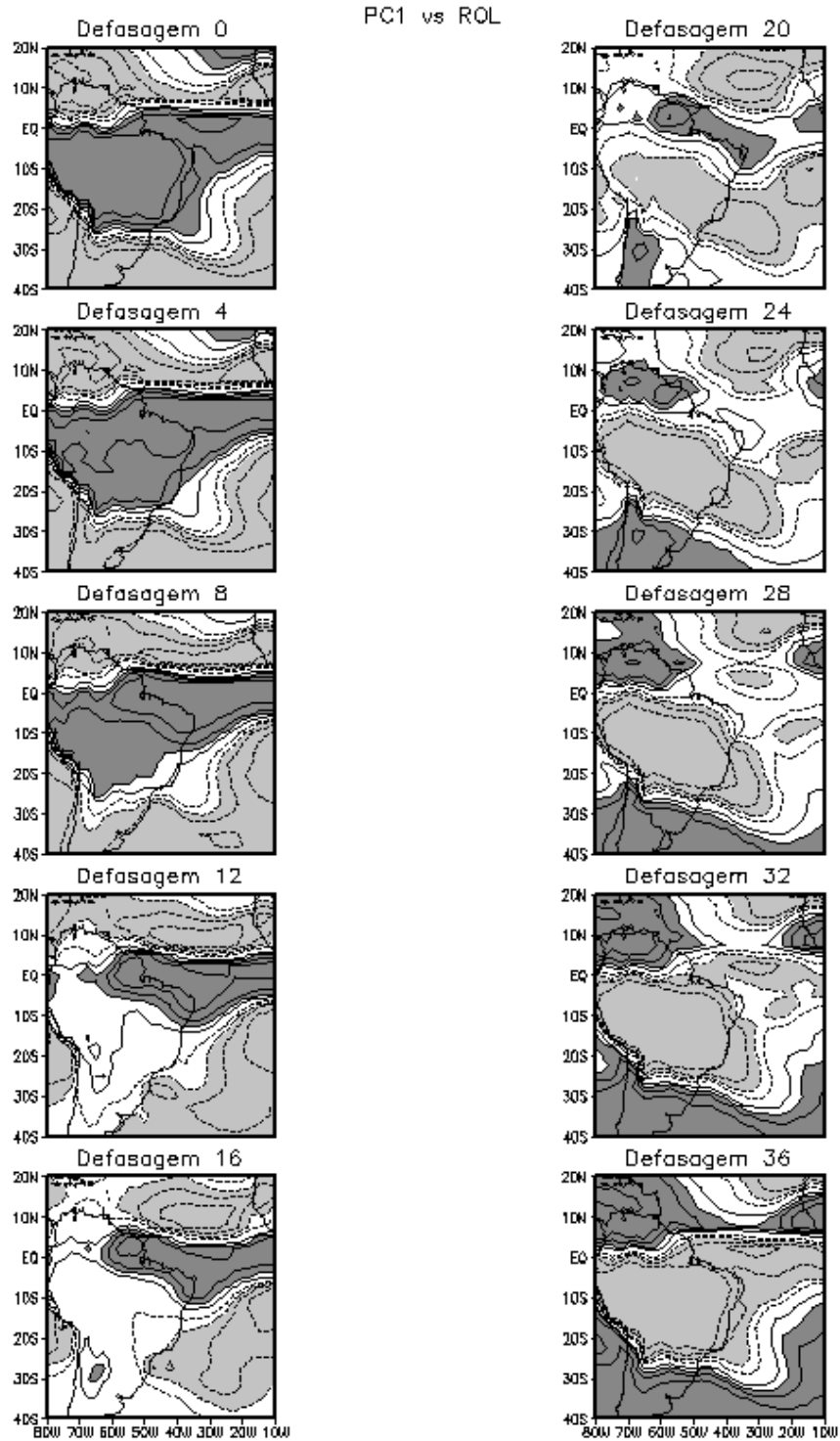


FIGURA 4.33 – Mapas de correlação entre o PC1 e a série de ROLF para as defasagens indicadas em cada figura. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.31.

20°S e a estrutura anti-simétrica encontrada na EOF1 pode ser observada (Figura 4.31a). Tal configuração se mantém intensa até a defasagem 4 pântadas. As correlações positivas significativas mais intensas encontram-se confinadas ao longo da costa nordeste da América do Sul e no Atlântico equatorial, enquanto as maiores correlações negativas significativas estendem-se zonalmente no Atlântico tropical norte e na área ao sul de 25°S entre 80°W e 30°W, assim como no Atlântico leste ao sul de 5°S na defasagem 8 pântadas. O padrão anti-simétrico não é mais observado na defasagem 12 pântadas. Nesse tempo, um padrão similar ao modo ZCIT encontrado na EOF2 (Figura 4.31b) é estabelecido. Com tal padrão estabelecido, tem-se que, nas defasagens 12 e 16 pântadas, as maiores correlações positivas significativas encontram-se ao longo da costa nordeste da América do Sul e no Atlântico equatorial, enquanto as correlações negativas significativas mais intensas podem ser observadas ao norte e ao sul das positivas, com aquelas ao norte centradas em 10°N, entre 50°W e 20°W. Enquanto as correlações positivas e negativas significativas no Atlântico tropical norte se enfraquecem, as correlações negativas significativas no Atlântico tropical sul se expandem sobre o continente ao sul de 5°S, tomando uma orientação noroeste-sudeste, similar à da ZCAS, na defasagem 20 pântadas. Da defasagem 20 à 24 pântadas, as correlações negativas significativas sobre o continente se fortalecem e se expandem para o equador. Nesse período, as correlações negativas significativas sobre o Atlântico tropical norte se enfraquecem e as positivas se movem para noroeste. Na defasagem 28 pântadas, são notadas correlações positivas significativas ao sul de 20°S e dois centros ao longo de 10°N, um aproximadamente entre 80°W e 60°W e o outro entre 20°W e 10°W, quando as correlações negativas significativas se fortalecem sobre o continente. Esse tempo determina a quebra do padrão do modo ZCIT já que, gradualmente, um padrão com os sinais contrários daquele notado para a defasagem 0 pântada é estabelecido, estando bem definido na defasagem 36 pântadas. Logo, os padrões referentes à EOF1 e à EOF2 são relacionados com um evoluindo para o outro e vice-versa dentro de um período de 12 meses. É importante ressaltar que a EOF1 relaciona-se com a convecção associada com o SMAS e, assim, com a AB e com a ZCAS, enquanto a EOF2 relaciona-se com a convecção associada à ZCIT do Atlântico.

Através da análise da evolução dos padrões de correlação da Figura 4.33, tem-se que, para as defasagens consideradas, as correlações apresentam propagações norte-sul e leste-oeste.

Diagramas Hovmöller latitude-tempo das correlações médias entre 70°W e 50°W e longitude-tempo das correlações médias entre o equador e 10°S são mostrados para melhor ilustrar esse aspecto, os quais podem ser vistos nas Figuras 4.34 e 4.35. Na Figura 4.34, as correlações médias entre 70°W e 50°W mostram propagações para norte de 7°S a 10°N da defasagem 0 à 36 pântadas. Assim, é notada uma propagação para norte de 17° durante 36 pântadas. Dividindo 17° por 36 pântadas, tem-se uma taxa de propagação meridional de aproximadamente 0,4°/pântada, o que é indicativo da velocidade de propagação da convecção.

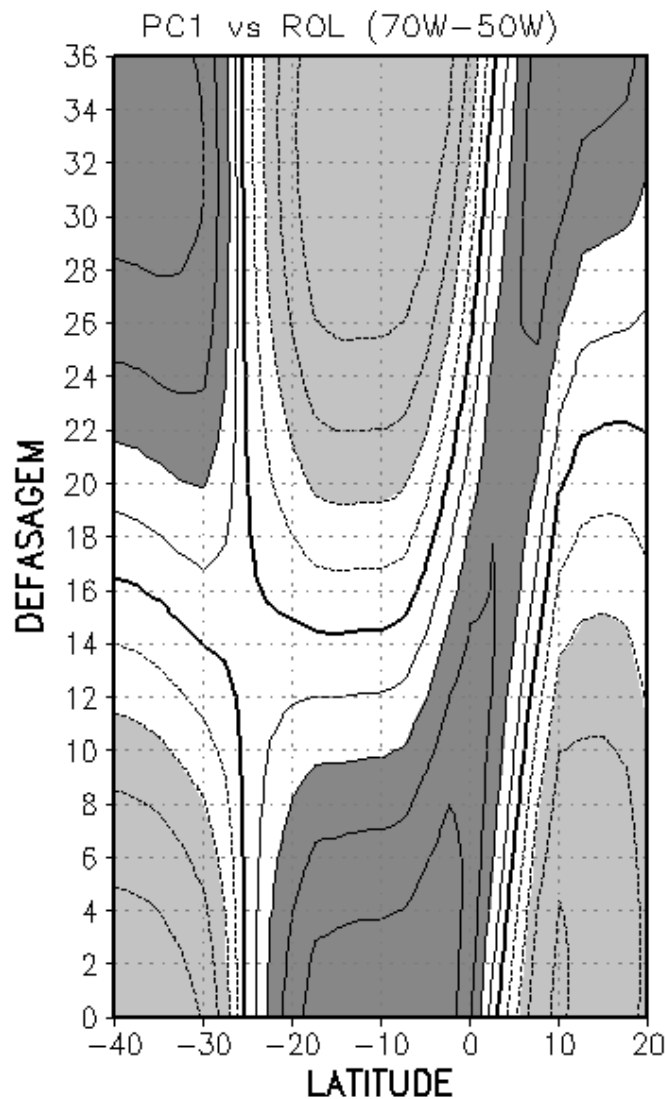


FIGURA 4.34 – Seção latitude-tempo das correlações entre PC1 e ROLF médio entre 70°W e 50°W. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.31, exceto que o contorno de zero encontra-se mais espesso.

A análise da Figura 4.35 mostra que as correlações médias entre o equador e 10°S possuem propagações para leste de 70°W a 35°W e propagações para oeste de 10°W a 35°W da defasagem 0 à 36 pântadas. Nesse caso, as taxas de propagação zonal são variáveis dependendo da banda longitudinal. Para a banda 60°W-50°W, as correlações mostram propagações para leste da defasagem 4 à 7 pântadas e da defasagem 10 à 11 pântadas, por exemplo, o que fornece taxas de propagação variando de +3°/pântada (10° / 3 pântadas) a +10°/pântada (10° / 1 pântada). Propagações para leste também são observadas na banda 50°W-35°W da defasagem 7 à 14 pântadas e, assim, taxa de propagação de +2°/pântada (15° / 7 pântadas). Para a banda 35°W-15°W, as propagações são para oeste, sendo notadas da defasagem 16 à 28 pântadas, aproximadamente, o que resulta em uma taxa de propagação de -1,7°/pântada. Assim, o estabelecimento dos modos anti-simétrico e ZCIT depende das propagações para nordeste e para noroeste da convecção, cuja taxa de propagação varia dependendo da região e do estágio de desenvolvimento. As propagações para nordeste da convecção no início do SMAS são coerentes com os resultados encontrados por Janowiak e Xie (2003), visto que eles encontraram que a estação úmida referente ao SMAS tem início no sudoeste do Brasil e norte da Bolívia e avança dessa região em direção ao nordeste do Brasil.

#### **4.2.2.2 PC2 vs ROLF**

As correlações entre o PC2 e o campo de ROLF podem ser vistos na Figura 4.36, as quais mostram a evolução do modo ZCIT para o modo anti-simétrico e vice-versa. O modo ZCIT encontra-se bem estabelecido na defasagem 0 pântada, com correlações positivas significativas sobre a costa nordeste da América do Sul e nas áreas oceânicas adjacentes, e negativas em dois centros: um no Atlântico tropical norte centrado em 10°N e 32°W e o outro no Atlântico tropical sul. Da defasagem 0 à 20 pântadas, os aspectos evolutivos das correlações são bem similares àqueles mostrados nos mapas de correlação do PC1 com o campo de ROLF da defasagem 16 à 36 pântadas (Figura 4.33). Assim, a análise detalhada dos aspectos evolutivos das correlações nesses tempos já foi feita. Da defasagem 20 à 36 pântadas, as correlações negativas significativas estendem-se gradualmente ao longo da costa nordeste da América do Sul e no Atlântico equatorial adjacente, enquanto correlações positivas significativas são encontradas no Atlântico tropical norte e no Atlântico tropical sul. Logo, na defasagem 36 pântadas, pode ser observado

um padrão com os sinais contrários daquele notado na defasagem 0 pênstada. Os mapas de correlação entre o PC2 e o campo de ROLF confirmam que os padrões referentes aos modos EOF1 e EOF2 (SMAS e ZCIT, respectivamente) são relacionados, com um evoluindo para o outro e vice-versa dentro de um período de 12 meses. Portanto, os diagramas de Hovmöller para as correlações entre o PC2 e o ROLF não são mostrados visto que as principais características assemelham-se àquelas apresentadas nas Figuras 4.34 e 4.35.

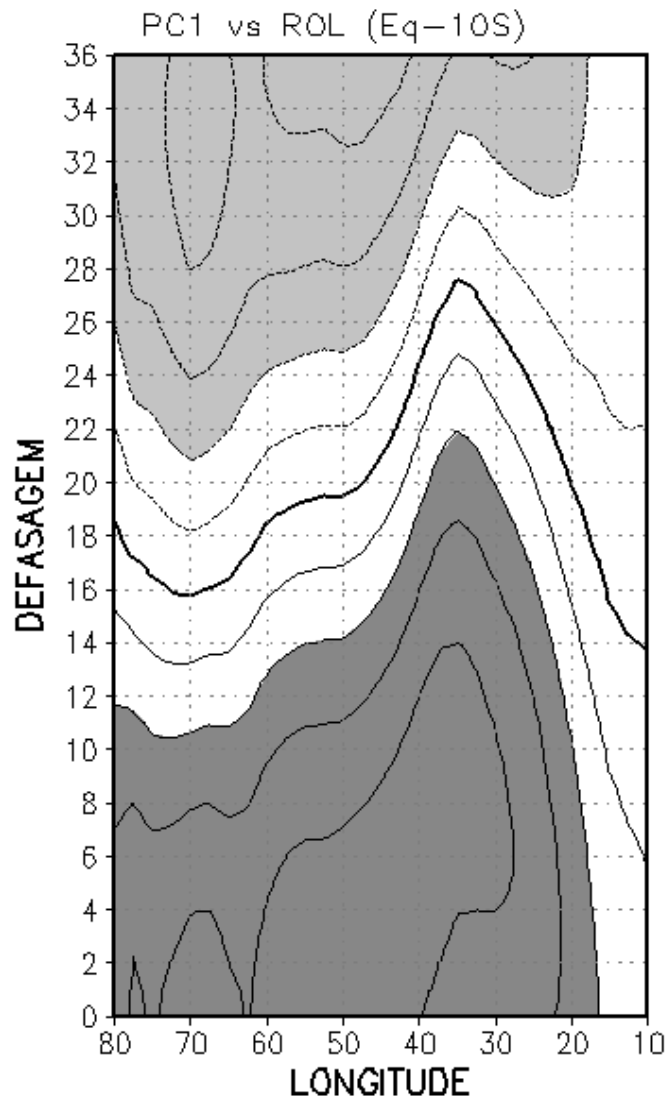


FIGURA 4.35 – Seção longitude-tempo das correlações entre PC1 e ROLF médio entre equador e 10°S. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.

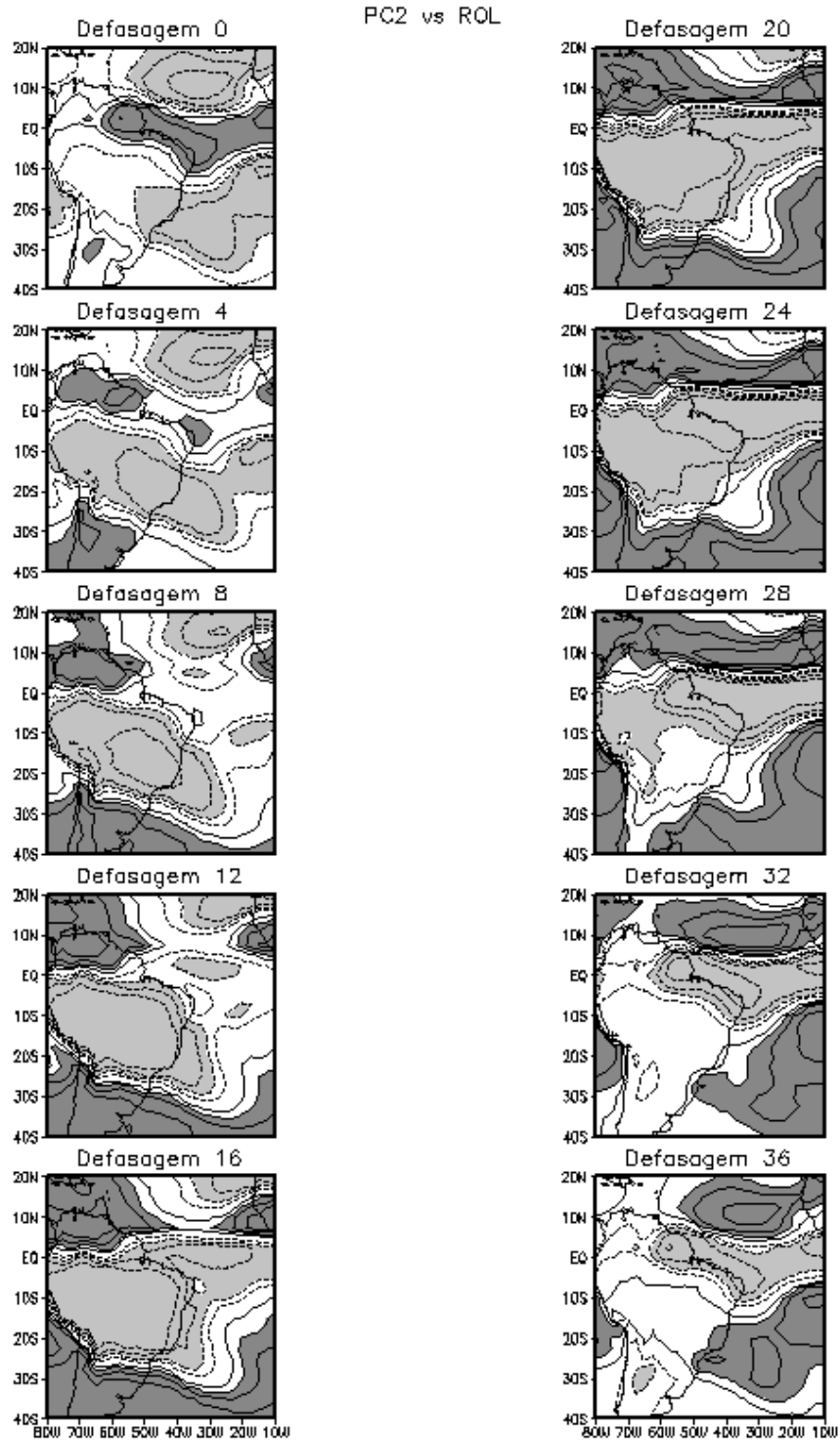


FIGURA 4.36 – Idem a Figura 4.33, mas para PC2.

### 4.2.2.3 PC3 vs ROLF

A Figura 4.37 ilustra a evolução temporal do modo simétrico encontrado na EOF3 (Figura 4.31c) através dos mapas de correlação entre o PC3 e o campo de ROLF. Na defasagem 0 pântada, correlações negativas significativas estão centradas aproximadamente em 5°N e 15°W no Atlântico tropical norte e no extremo noroeste da América do Sul equatorial, enquanto as correlações positivas significativas encontram-se centradas em 15°N e 15°W. Da defasagem 2 à 8 pântadas, as correlações positivas significativas enfraquecem enquanto as negativas no noroeste da América do Sul equatorial também são enfraquecidas e ficam confinadas ao longo de 5°N no Atlântico equatorial central. Na defasagem 8 pântadas, indícios de correlações positivas são notadas na banda entre o equador e 10°S centradas no oeste da Amazônia e entre 30°W e 10°W. As correlações negativas ao longo de 5°N enfraquecem e se movem para nordeste, enquanto as correlações positivas significativas são estabelecidas e se intensificam localmente no oeste da América do Sul equatorial durante as defasagens seguintes. Na defasagem 18 pântadas, um padrão com os sinais contrários ao da defasagem 0 pântada é estabelecido. Os padrões reversos para as defasagens 0 e 18 pântadas indicam um período de seis meses, que é o período de oscilação para o modo simétrico encontrado na EOF3.

Propagações norte-sul e leste-oeste também podem ser notadas nas correlações entre o PC3 e o campo de ROLF (Figura 4.37). Assim, diagramas de Hovmöller latitude-tempo das correlações médias entre 80°W e 60°W e diagramas longitude-tempo das correlações médias entre 10°N e o equador também são calculados para uma análise mais detalhada de tais propagações. Os diagramas de Hovmöller podem ser observados nas Figuras 4.38 e 4.39, respectivamente. A análise da Figura 4.38 mostra que as correlações médias entre 80°W e 60°W possuem propagações para norte aproximadamente de 15°S a 5°N da defasagem 0 à 18 pântadas. Assim, uma propagação para norte de 20° durante 18 pântadas é observada. Dividindo 20° por 18 pântadas, tem-se uma taxa de propagação meridional de aproximadamente 1°/pântada.

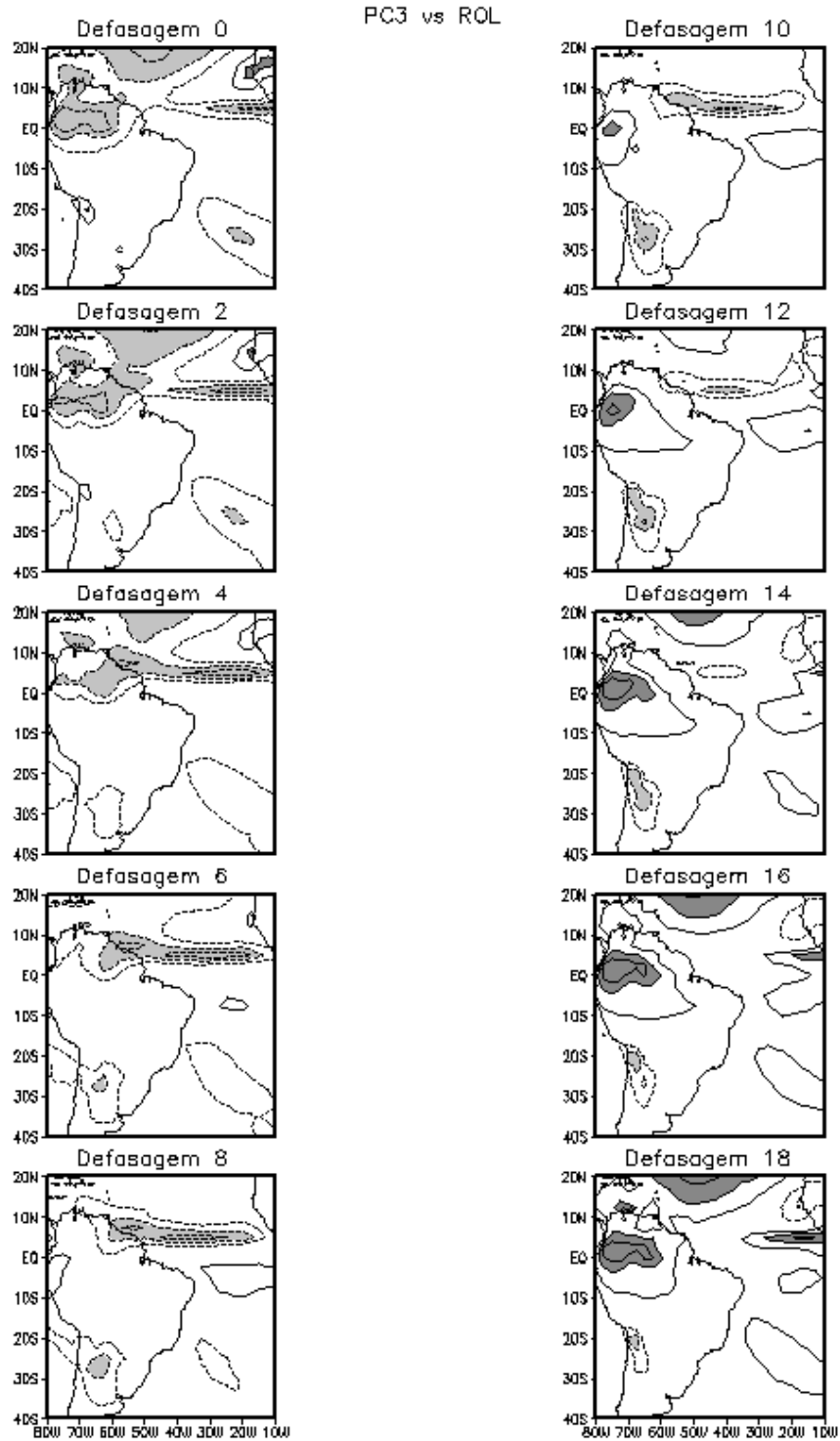


FIGURA 4.37 – Idem a Figura 4.33, mas para PC3.



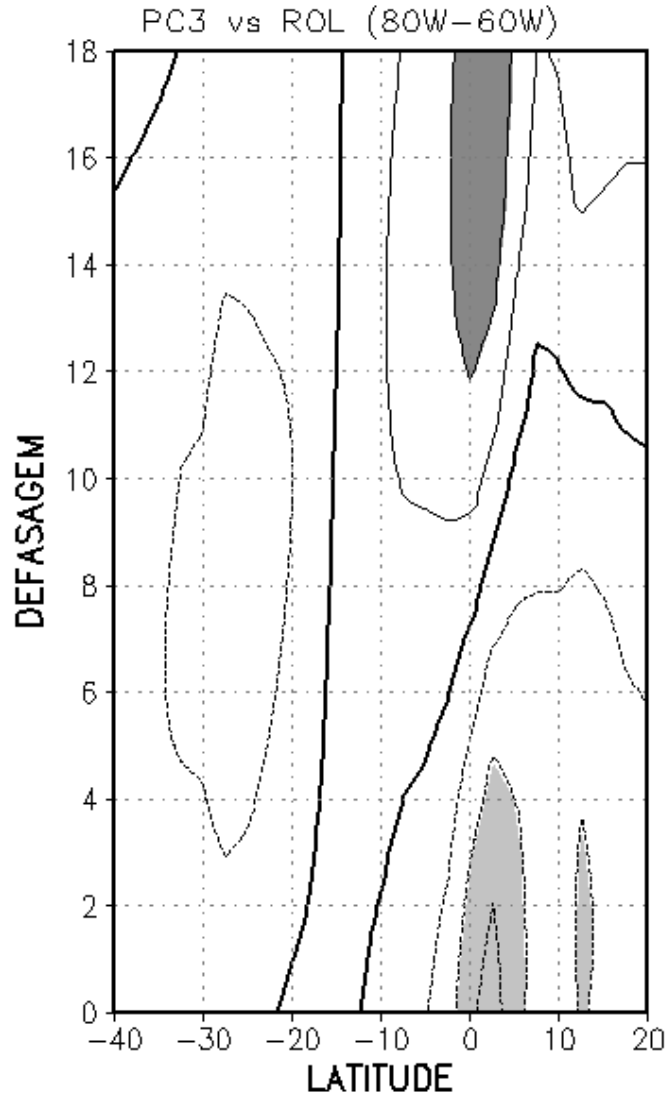


FIGURA 4.38 – Seção latitude-tempo das correlações entre PC3 e ROLF médio entre 80°W e 60°W. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.

As correlações médias entre 10°N e o equador mostram propagações para leste de 75°W a 50°W da defasagem 0 à 18 pântadas, e propagações para oeste aproximadamente de 20°W a 40°W da defasagem 7 à 18 pântadas (Figura 4.39). Logo, as taxas de propagação para leste ou para oeste são dependentes da banda longitudinal. Para a banda 75°W-50°W, as correlações mostram propagações para leste da defasagem 8 à 15 pântadas, o que fornece taxas de propagação de +3°/pântada (25° / 7 pântadas). Para a banda 40°W-20°W, as propagações são para oeste, sendo

notadas da defasagem 13 à 16 pântadas, aproximadamente, o que resulta em uma taxa de propagação de  $-6,6^\circ/\text{pântada}$  ( $20^\circ / 3$  pântadas).

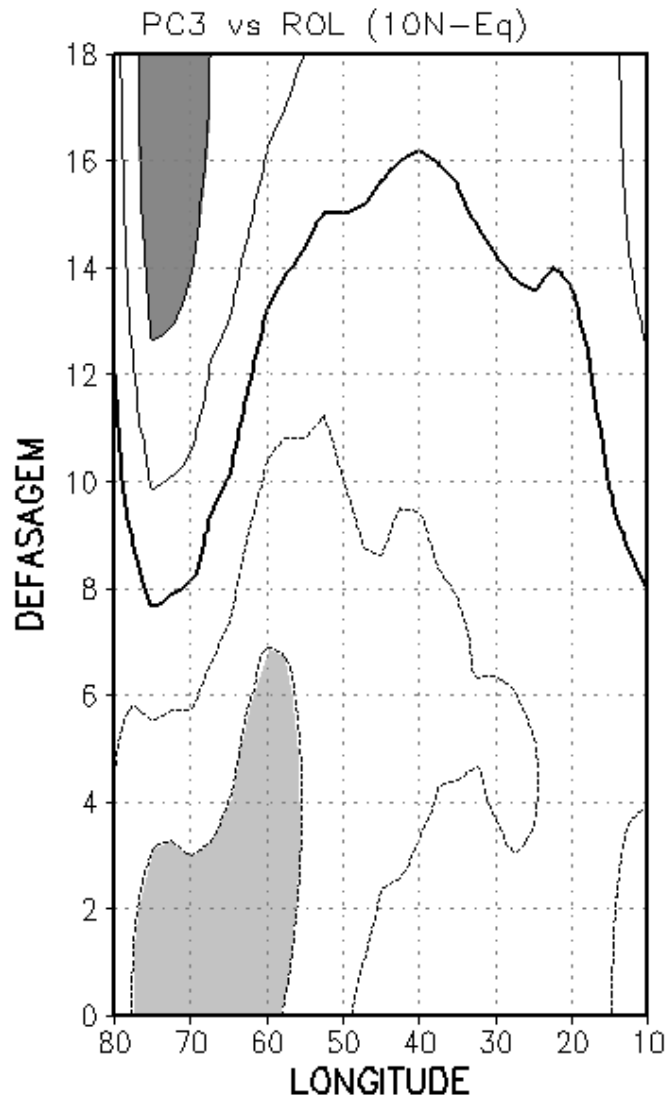


FIGURA 4.39 – Seção longitude-tempo das correlações entre PC3 e ROLF médio entre  $10^\circ\text{N}$  e equador. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.34.

Como os mapas de correlação entre o PC1 e o campo de ROLF ilustram aspectos da evolução entre o modo monçônico e o modo ZCIT, mapas de correlação entre o PC1 e algumas variáveis atmosféricas são calculados para as mesmas defasagens. Logo, algumas características da circulação de grande escala podem ser investigadas durante a evolução desses modos.

#### 4.2.2.4 Aspectos da circulação de grande escala

Na Figura 4.31a tem-se que, para amplitudes positivas (negativas) do PC1, anomalias positivas (negativas) de ROL correspondem à ausência (presença) de atividade convectiva sobre a América do Sul tropical ao sul do equador e no Atlântico equatorial central. Logo, para amplitudes positivas, o sinal das correlações coincide com o sinal das anomalias. Assim, amplitudes positivas são assumidas e as correlações também são referidas como anomalias na discussão.

A Figura 4.40 mostra os mapas de correlação entre o PC1 e o campo filtrado de  $\omega$  em 500 hPa. Na defasagem 0 pântada, anomalias positivas significativas de  $\omega$  em 500 hPa (movimento descendente) são notadas na América do Sul tropical, região de influência do SMAS, na região da ZCAS e ao longo do Atlântico equatorial, onde se observa ausência de atividade convectiva nesse tempo (Figura 4.33). As anomalias negativas significativas de  $\omega$  em 500 hPa (movimento ascendente) são encontradas fora dessas áreas. Esse padrão equatorialmente anti-simétrico de  $\omega$  em 500 hPa assemelha-se ao padrão anti-simétrico de ROLF observado na defasagem 0 pântada na Figura 4.33. As anomalias positivas significativas começam a se desintensificar na América do Sul, na região de influência da ZCAS na defasagem 4 pântadas. Na defasagem 8 pântadas, as maiores anomalias positivas significativas estão confinadas ao longo da costa nordeste da América do Sul e no Atlântico equatorial, enquanto as maiores anomalias negativas significativas estendem-se zonalmente no Atlântico tropical norte. O padrão anti-simétrico de  $\omega$  em 500 hPa não é mais observado na defasagem 12 pântadas, quando um padrão similar ao modo ZCIT de ROLF é estabelecido. Nas defasagens 12 e 16 pântadas, as maiores anomalias positivas significativas encontram-se ao longo da costa nordeste da América do Sul e ao longo do Atlântico equatorial, enquanto as maiores anomalias negativas significativas podem ser observadas ao norte dessas anomalias positivas. Na defasagem 20 pântadas, as anomalias negativas significativas no Atlântico tropical norte se enfraquecem e anomalias de mesmo sinal podem ser observadas sobre o continente ao sul de 10°S. Enquanto as anomalias negativas significativas sobre o continente se fortalecem e se expandem para o equador, as positivas se enfraquecem e se movem para noroeste da defasagem 20 à 24 pântadas. Anomalias positivas significativas são encontradas em dois centros ao longo de 10°N, um aproximadamente entre 80°W e 60°W e o outro entre 20°W e 10°W na defasagem 28 pântadas, quando as anomalias negativas significativas indicativas de

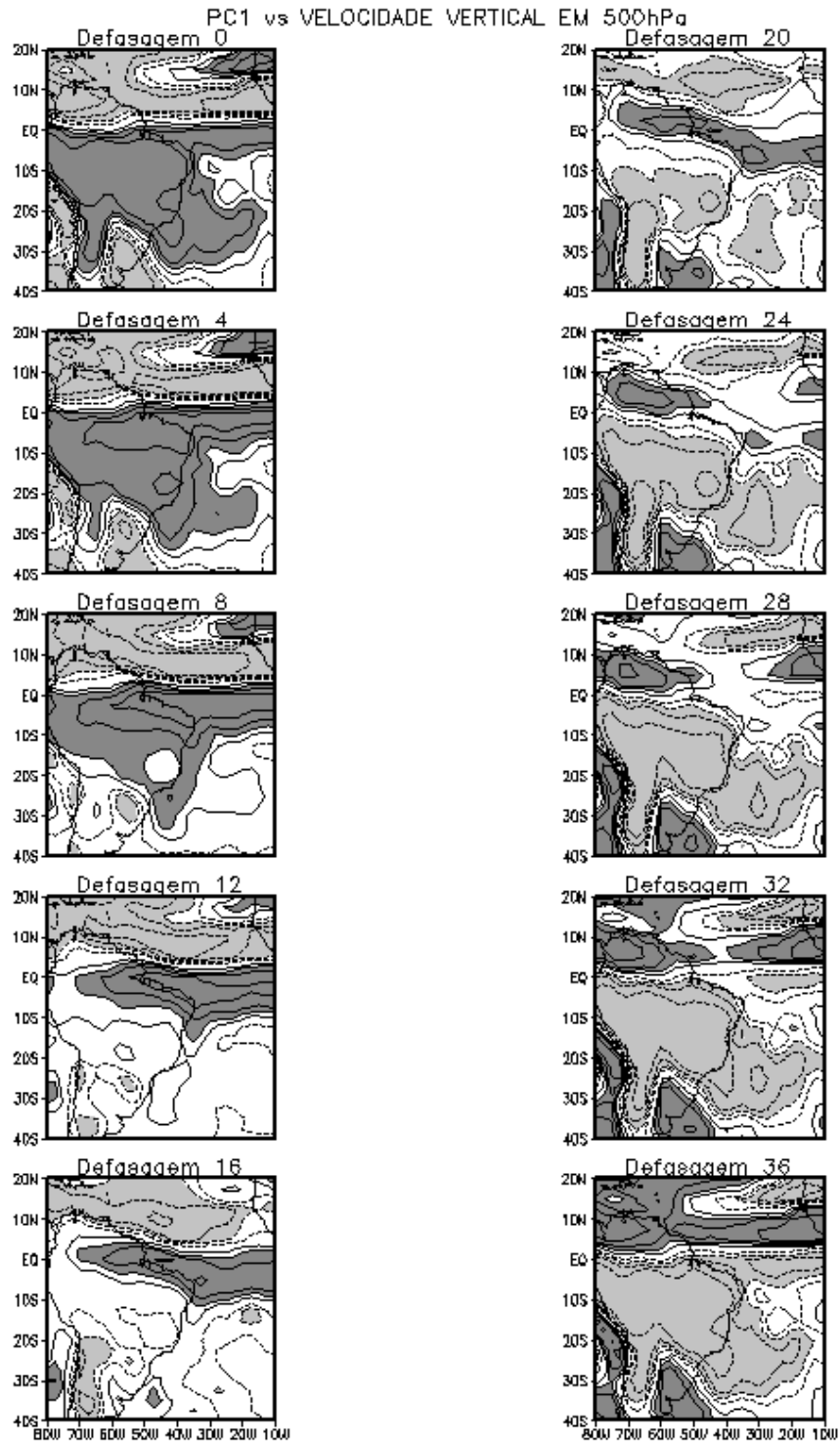


FIGURA 4.40 – Idem a Figura 4.33, mas para  $\omega$  em 500 hPa filtrado.

movimento ascendente se fortalecem sobre a maior parte do continente e ao longo da região da ZCAS. Esse tempo determina a quebra do padrão de  $\omega$  em 500 hPa semelhante ao modo ZCIT, já que, gradualmente, um padrão com os sinais contrários daquele notado para a defasagem 0 pêntada é estabelecido, estando bem definido na defasagem 36 pêntadas, quando as anomalias negativas significativas de  $\omega$  em 500 hPa indicativas de movimento ascendente são coerentes com a presença de atividade convectiva na região do SMAS (Figura 4.33). Logo, a evolução do campo filtrado de  $\omega$  em 500 hPa se dá no mesmo período da evolução entre os modos anti-simétrico e ZCIT, com um evoluindo para o outro e vice-versa.

Os mapas de correlação entre o PC1 e o campo filtrado de PW ilustram anomalias negativas significativas em toda a região da América do Sul ao sul do equador e oceano Atlântico adjacente, exceto em uma pequena região centrada em 10°S e 30°W, enquanto anomalias positivas significativas são notadas ao norte do equador, exceto também em uma pequena região centrada em 10°N e 55°W na defasagem 0 pêntada (Figura 4.41). Assim, as anomalias negativas significativas de PW na região do SMAS são consistentes com a ausência de atividade convectiva e presença de movimento descendente na região nesse tempo (Figuras 4.33 e 4.40). Na defasagem 4 pêntadas, as anomalias negativas (positivas) significativas são observadas em toda a região ao sul (norte) do equador, configuração que se mantém na defasagem 8 pêntadas. Na defasagem 12 pêntadas, as maiores anomalias negativas significativas encontram-se ao longo da costa nordeste da América do Sul e em todo o oceano Atlântico, enquanto as maiores anomalias positivas significativas podem ser observadas ao norte dessas anomalias negativas. As anomalias positivas significativas são intensificadas enquanto as maiores anomalias negativas significativas encontram-se confinadas na costa nordeste da América do Sul e Atlântico adjacente na defasagem 16 pêntadas. Na defasagem 20 pêntadas, as anomalias positivas significativas no Atlântico tropical norte se enfraquecem e anomalias de mesmo sinal podem ser observadas em pequenas áreas sobre o continente ao longo de 20°S. As anomalias positivas significativas sobre o continente se fortalecem e se expandem para o equador, enquanto as negativas se enfraquecem e se separam em dois centros na defasagem 24 pêntadas, um centrado em 5°N e 70°W e outro em 5°S e 30°W. Na defasagem 28 pêntadas, as anomalias positivas significativas são intensificadas e estendidas até a região da ZCAS, coerentemente com a intensificação da atividade convectiva e com a presença de movimento ascendente na região nesse tempo (Figuras 4.33 e 4.40).

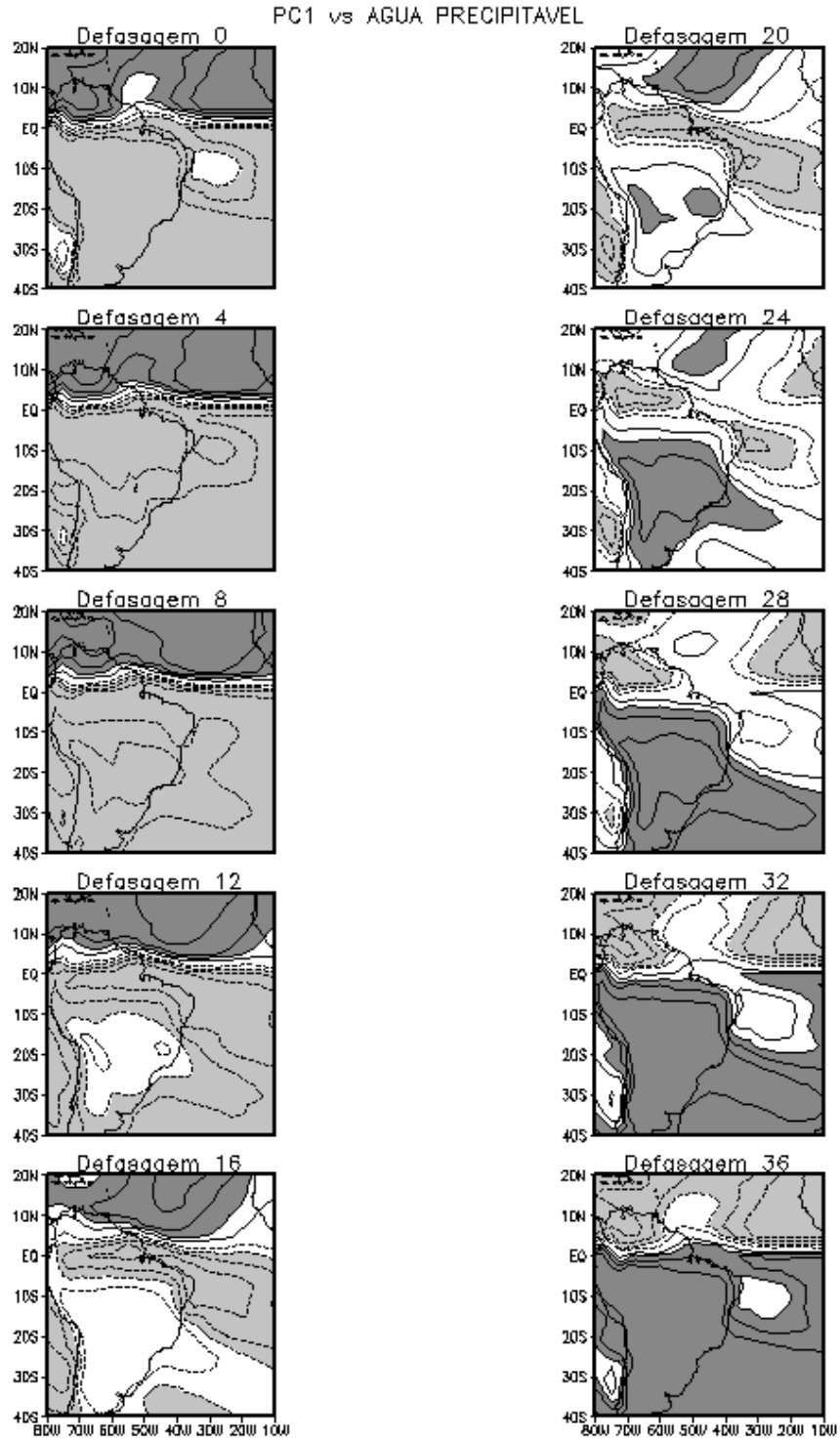


FIGURA 4.41 – Idem a Figura 4.33, mas para PW filtrado.

Gradualmente, um padrão com os sinais contrários daquele notado para a defasagem 0 pântada é estabelecido, estando bem definido na defasagem 36 pântadas. Logo, esses campos mostram as características do campo filtrado de PW dentro do período de 12 meses consistentes com a evolução do modo anti-simétrico para o modo ZCIT e vice-versa.

A Figura 4.42 mostra os mapas de correlação entre o PC1 e o campo filtrado de T em 850 hPa. Na defasagem 0 pântada, anomalias positivas significativas são encontradas na região ao norte de 10°N, enquanto anomalias negativas significativas podem ser notadas ao sul dessa região, exceto em uma pequena área centrada em 10°S e 55°W, na qual se observam anomalias positivas significativas na defasagem 4 pântadas. Na defasagem 8 pântadas, as anomalias positivas significativas no continente centradas em 10°S e 55°W se intensificam enquanto as negativas começam a se desintensificar. Gradualmente, as anomalias positivas significativas ao sul do equador se expandem, ocupando grande parte da América do Sul, enquanto as de mesmo sinal ao norte do equador são reduzidas e as negativas significativas encontram-se confinadas no Atlântico equatorial da defasagem 12 à 16 pântadas. Na defasagem 20 pântadas, as anomalias positivas significativas ocupam grande parte da América do Sul, exceto no extremo norte e extremo sul, enquanto as anomalias negativas significativas começam a se desintensificar no Atlântico equatorial. Anomalias positivas significativas de T em 850 hPa são notadas em toda a região da América do Sul ao sul do equador na defasagem 24 pântadas, consistentemente com a presença de atividade convectiva, de movimento ascendente e de anomalias positivas de PW na região (Figuras 4.33, 4.40 e 4.41). Assim, da defasagem 28 à 36 pântadas, as anomalias negativas significativas ocupam gradualmente a região ao norte de 10°N, enquanto as anomalias positivas significativas são observadas na região ao sul da mesma, exceto na pequena área centrada em 10°S e 55°W, atingindo na defasagem 36 pântadas um padrão de sinal contrário ao padrão observado na defasagem 0 pântada. Cabe ressaltar que anomalias positivas significativas de T em 850 hPa na região central da América do Sul são notadas aproximadamente 20 pântadas antes da convecção ser observada na região, pois o início da atividade convectiva nessa região é notado na defasagem 24 pântadas (Figura 4.33) e tais anomalias positivas significativas começam a ser observadas na defasagem 4 pântadas (Figura 4.42). Coerentemente à evolução entre os modos anti-simétrico e ZCIT, esses campos filtrados de T em 850 hPa ilustram a evolução dos aspectos dessa variável para tal período.

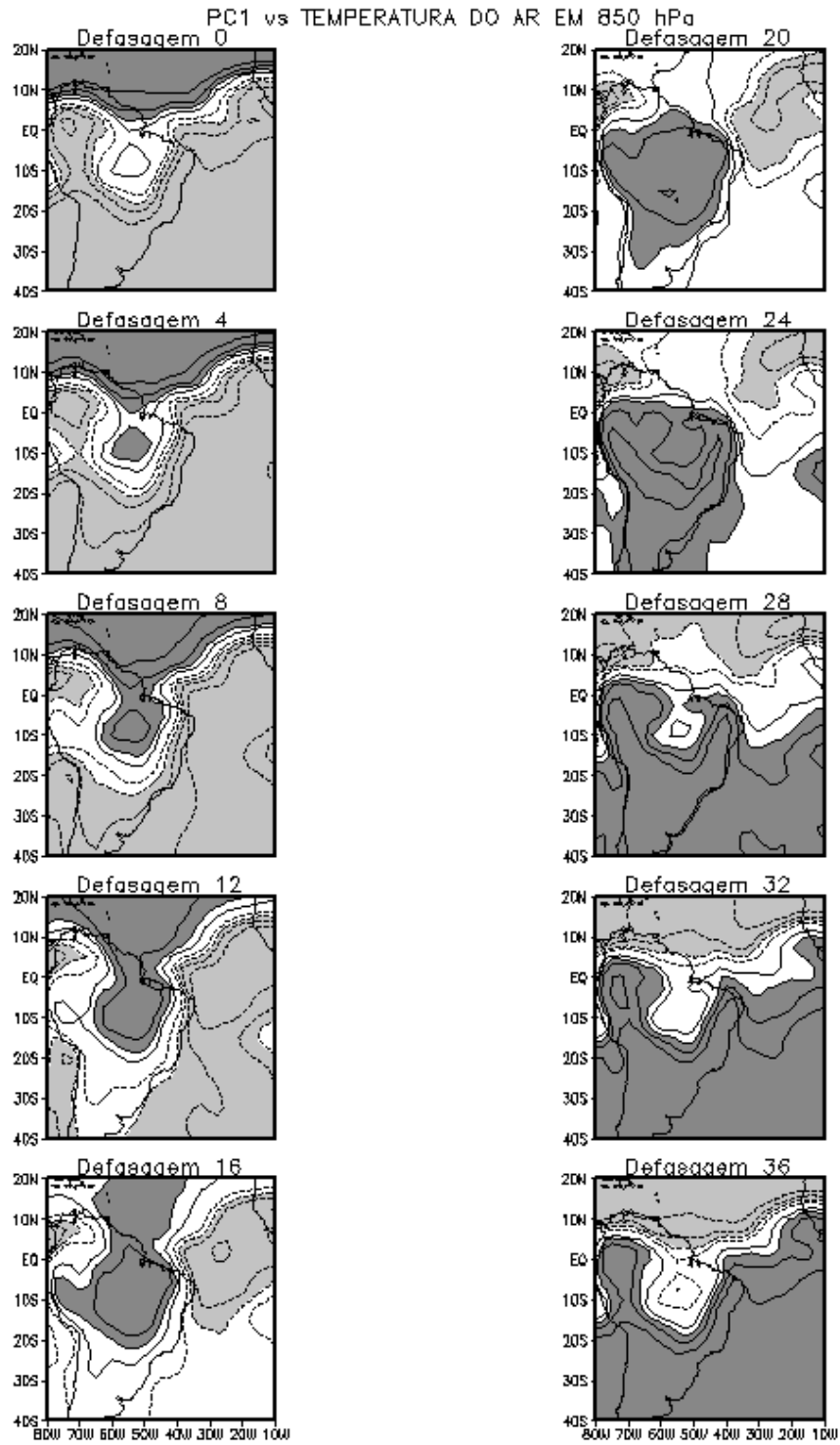


FIGURA 4.42 – Idem a Figura 4.33, mas para T em 850 hPa filtrado.



As correlações entre o PC1 e o campo filtrado de PNM podem ser vistas na Figura 4.43, na qual anomalias positivas significativas são notadas em toda a região ao sul de 10°N, enquanto anomalias negativas significativas são observadas em duas pequenas áreas no extremo nordeste e noroeste da figura na defasagem 0 pântada. A configuração se mantém na defasagem 4 pântadas. Na defasagem 8 pântadas, anomalias negativas significativas são observadas na faixa zonal ao norte de 10°N, enquanto anomalias positivas significativas não são mais notadas em grande parte da América do Sul. Na defasagem 12 pântadas, enquanto as anomalias positivas significativas não são mais observadas no continente, as mesmas são notadas em todo Atlântico sul, e as anomalias negativas significativas ao norte de 10°N são intensificadas. As anomalias negativas significativas intensificam-se na região ao norte de 10°N na defasagem 16 pântadas, enquanto as positivas são reduzidas e limitadas a três pequenas áreas centradas aproximadamente em: 10°N e 10°W, 10°S e 20°W e 35°S 15°W. Na defasagem 20 pântadas, as anomalias negativas significativas são ainda observadas no Atlântico equatorial norte, assim como em grande parte da América do Sul. Da defasagem 24 à 36 pântadas, as anomalias negativas significativas vão se intensificando no continente e se expandindo sobre todo o oceano Atlântico sul, consistentemente com a presença da atividade convectiva, de movimento ascendente e de anomalias positivas de PW e de T em 850 hPa na região (Figuras 4.33, 4.40, 4.41 e 4.42). Assim, na defasagem 36 pântadas, a configuração possui sinal contrário à da defasagem 0 pântada. Logo, a evolução do campo filtrado de PNM é coerente com a evolução dos modos anti-simétrico e ZCIT, com um evoluindo para o outro e vice-versa.

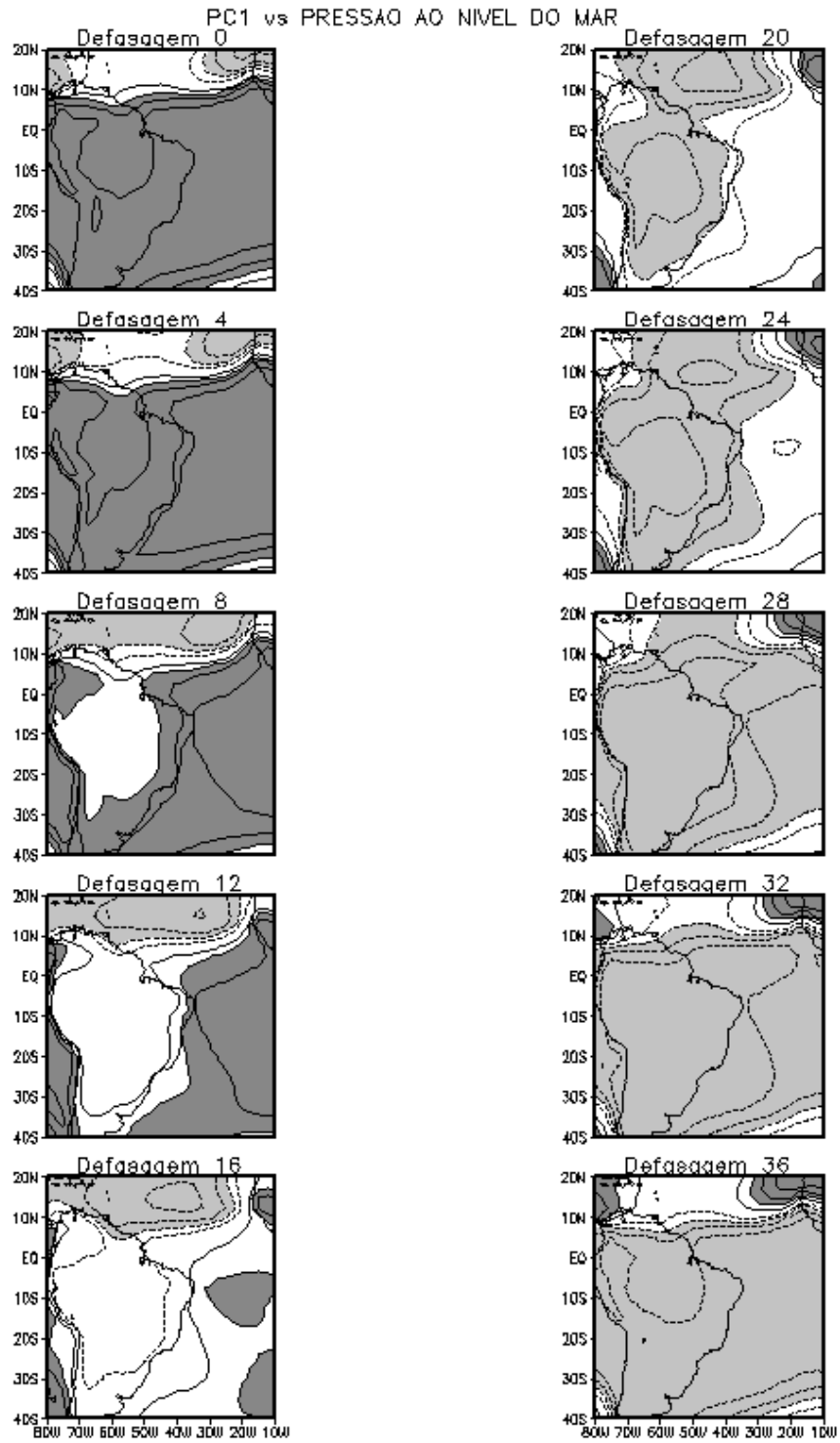


FIGURA 4.43 – Idem a Figura 4.33, mas para PNM filtrado.

### **4.3 Análise Termodinâmica**

Assim como na análise feita na seção 4.2.2.4, amplitudes positivas do PC1 são assumidas e as correlações também são referidas como anomalias na discussão. Como as correlações são obtidas entre os termos dos balanços de umidade e calor e o PC1, apenas as áreas e os termos são mencionados nas discussões.

Examinando a Figura 4.33, as datas do Início da Atividade Convectiva (IAC) nas regiões da BAC, COB, ZCAS e ZCIT são nas defasagens 24, 20, 20 e 32 pântadas, respectivamente. Para determinar as datas de Fim da Atividade Convectiva (FAC) para essas áreas, correlações do PC1 com o campo de ROLF são calculadas para as defasagens de 36 a 72 pântadas (Figura 4.44). A análise dessa figura indica que as datas de FAC nas regiões da BAC, COB, ZCAS e ZCIT são nas defasagens 60, 56, 56 e 68 pântadas, respectivamente.

#### **4.3.1 Balanço de Umidade**

##### **4.3.1.1 BAC**

Os perfis verticais em função do tempo das correlações médias entre o PC1 e os termos do balanço de umidade para a região da BAC podem ser vistos na Figura 4.45 para as defasagens de 0 a 73 pântadas. Correlações positivas (negativas) significativas de tendência de  $q$  são observadas aproximadamente da defasagem 8 à 32 (defasagem 44 à 70) pântadas para todos os níveis (Figura 4.45a). Os valores dessas correlações são maiores do nível de 700 hPa ao nível de 300 hPa, entre as defasagens 16 e 24 pântadas para os valores positivos e entre as defasagens 54 e 62 pântadas para os valores negativos. Assim, anomalias positivas (negativas) de tendência de  $q$  manifestando aproximadamente na defasagem 8 (44) pântadas corresponde a 16 pântadas antes do IAC (FAC) na região da BAC, o qual ocorre na defasagem 24 (60) pântadas. A Figura 4.45b mostra correlações positivas (negativas) significativas de advecção horizontal de  $q$  da defasagem 0 à 8 e da defasagem 60 à 73 (defasagem 24 à 44) pântadas nos níveis de 700 e 600 hPa. Assim, anomalias positivas (negativas) de advecção horizontal de  $q$  são observadas depois do FAC (IAC). As anomalias negativas são coerentes com a advecção horizontal negativa de  $q$  integrada verticalmente encontrada por Lenters e Cook (1995) para a região durante o verão. Correlações

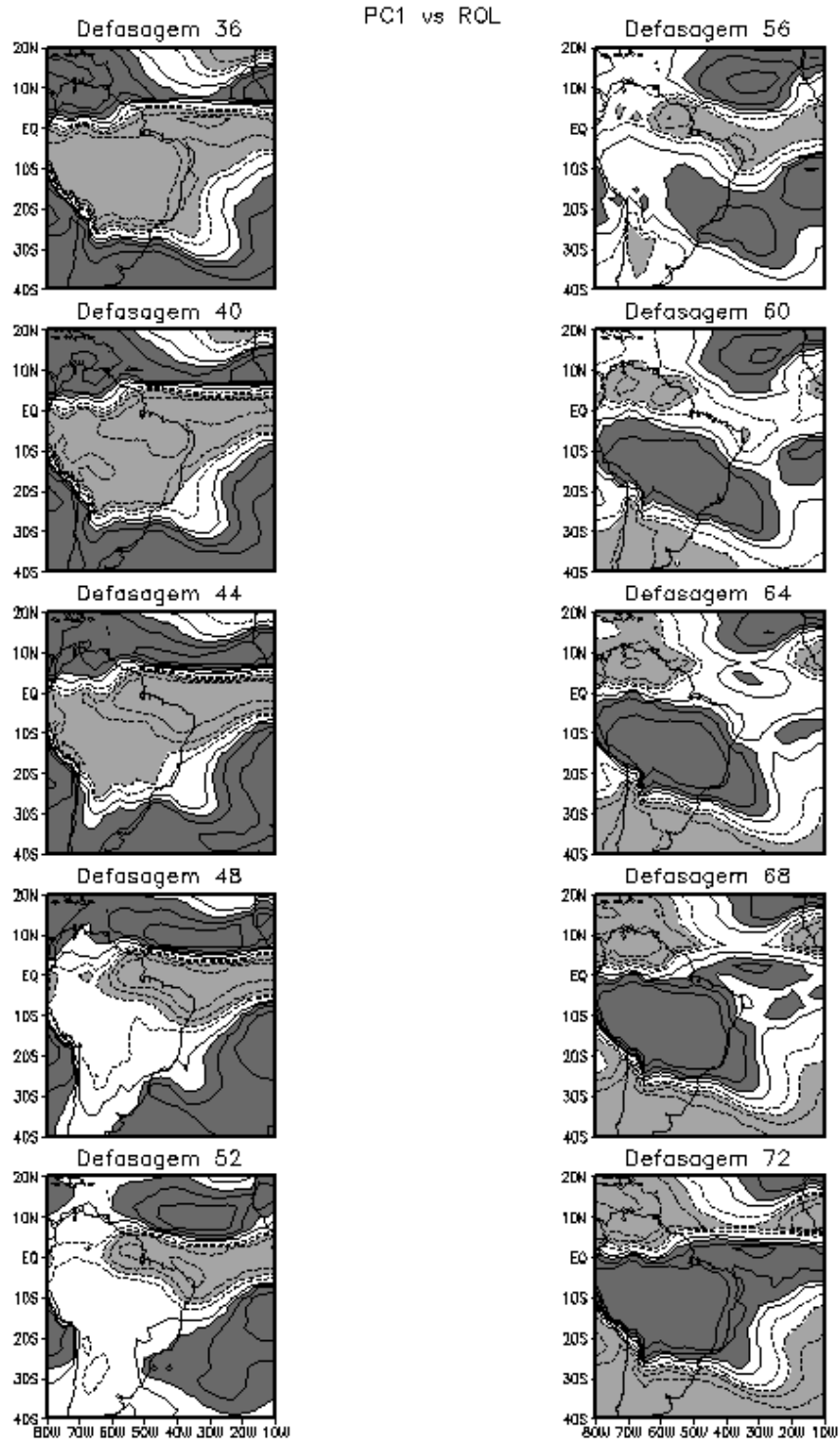


FIGURA 4.44 – Idem a Figura 4.33, mas para as defasagens de 36 a 72 p ntadas.

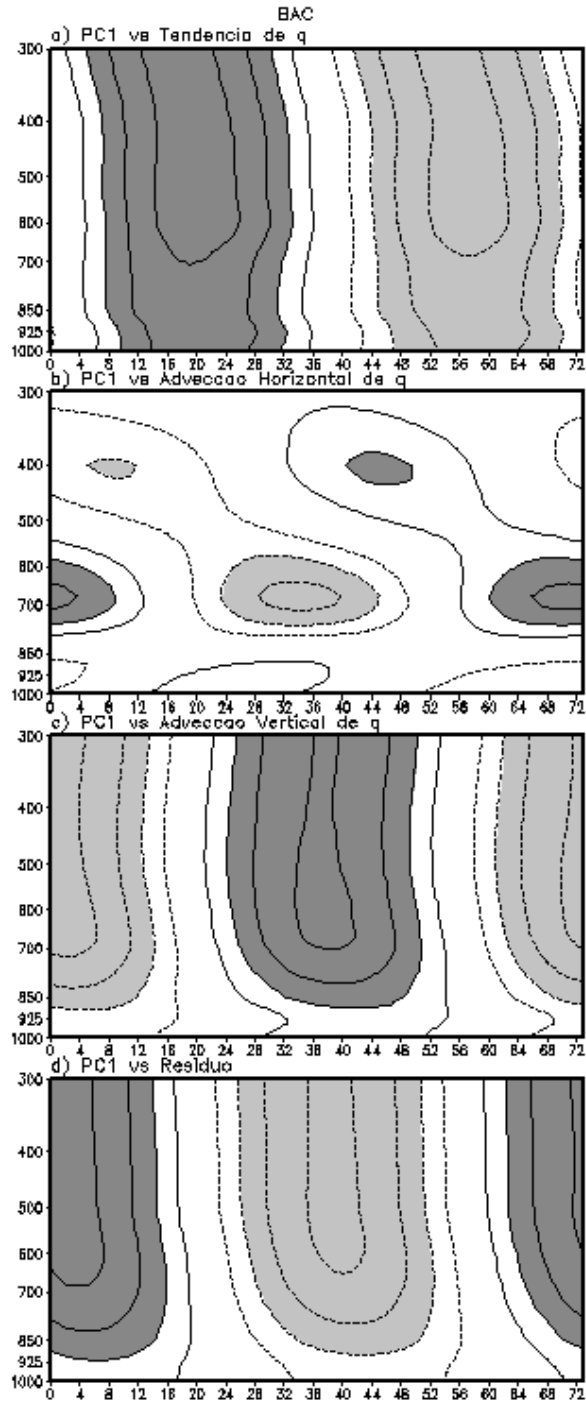


FIGURA 4.45 – Seção nível-tempo das correlações médias para a região da BAC entre PC1 e os termos do balanço de umidade: a)  $\frac{\partial q}{\partial t}$ ; b)  $-\vec{V} \cdot \nabla q$ ; c)  $-\omega \frac{\partial q}{\partial p}$  e d) resíduo. O intervalo de contorno é 0,20, com o contorno de zero omitido. Áreas hachuradas claras (escuras) indicam valores menores (maiores) que -0,4 (0,4), que são significativos ao nível de confiança de 95%.

negativas (positivas) significativas da advecção vertical de  $q$  podem ser notadas da defasagem 0 à 14 e da defasagem 64 à 73 (defasagem 26 à 50) pântadas, aproximadamente, do nível de 850 hPa aos níveis mais altos (Figura 4.45c). O termo do resíduo mostra um padrão quase anti-simétrico ao de advecção vertical de  $q$  (Figura 4.45d). Assim, anomalias negativas (positivas) da advecção vertical de  $q$  e anomalias positivas (negativas) do termo de resíduo da defasagem 0 à 14 e da defasagem 64 à 73 (defasagem 26 à 50) pântadas na camada de 850-300 hPa indicam períodos secos (úmidos) e uma fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera na região. Fisicamente tem-se que, durante a estação chuvosa, o continente é aquecido e, através dos fluxos de calor sensível, a atmosfera também se aquece. Assim, movimentos verticais ascendentes são forçados, causando posterior condensação do vapor d'água. Essa condensação libera calor latente, aquecendo ainda mais a atmosfera, o que intensifica os movimentos verticais ascendentes e, por consequência, ocorre precipitação. Logo, como a precipitação é superior à evaporação nessas condições de convecção, tem-se um sumidouro de umidade atmosférica. As condições são contrárias durante a estação seca e, assim, tem-se uma fonte de umidade atmosférica em tal período.

#### **4.3.1.2 COB**

A Figura 4.46 ilustra os perfis verticais em função do tempo para as defasagens de 0 a 73 pântadas das correlações médias entre o PC1 e os termos do balanço de umidade na região do COB. Correlações positivas (negativas) significativas de tendência de  $q$  são observadas aproximadamente da defasagem 4 à 30 (defasagem 40 à 66) pântadas para todos os níveis (Figura 4.46a). As anomalias positivas (negativas) de tendência de  $q$  em 700 hPa ocorrem aproximadamente 4 pântadas antes em relação aos outros níveis, sendo significativas da defasagem 0 à 24 (defasagem 38 à 62) pântadas. Isso indica que o nível de 700 hPa é importante para monitoramento da tendência de  $q$  nessa área. Logo, anomalias positivas (negativas) de tendência de  $q$  são notadas aproximadamente 16 pântadas antes do IAC (FAC) na região do COB, assim como para a região da BAC. Correlações positivas (negativas) significativas de advecção horizontal de  $q$  da defasagem 0 à 8 e da defasagem 60 à 73 (defasagem 24 à 44) pântadas são notadas na camada 700-300 hPa (Figura 4.46b). Assim, anomalias positivas

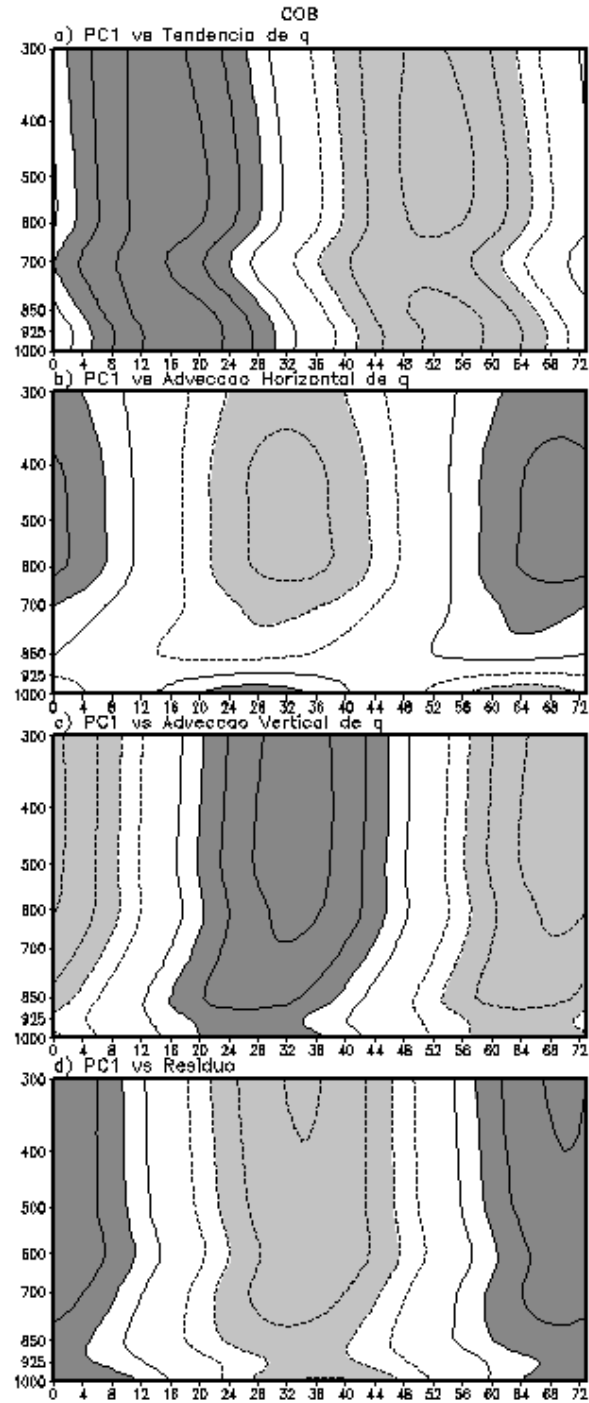


FIGURA 4.46 – Idem a Figura 4.45, mas para a região do COB.

(negativas) de advecção horizontal de  $q$  são observadas depois do FAC (IAC). As anomalias negativas também são coerentes com a advecção horizontal negativa de  $q$  integrada verticalmente

encontrada por Lenters e Cook (1995) para a região durante o verão. A advecção vertical de  $q$  mostra correlações negativas (positivas) significativas em quase todos os níveis da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 (defasagem 20 à 44) pântadas, aproximadamente (Figura 4.46c). Logo, durante a EC, a umidade disponível em baixos níveis é advectada para os níveis mais altos. O termo do resíduo mostra um padrão quase anti-simétrico ao de advecção vertical de  $q$  (Figura 4.46d). Assim, anomalias negativas (positivas) da advecção vertical de  $q$  e anomalias positivas (negativas) do termo de resíduo da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 (defasagem 20 à 44) pântadas indicam períodos secos (úmidos) e uma fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera na região. Outro resultado importante para monitoramento é que anomalias positivas (negativas) para advecção vertical de  $q$  ocorrem em 850 hPa aproximadamente 4 pântadas antes em relação aos outros níveis durante a estação úmida (seca). Logo, o nível de 850 hPa no campo de advecção vertical de  $q$  deve ser monitorado para a identificação dos períodos de início e fim da EC.

#### **4.3.1.3 ZCAS**

A Figura 4.47 mostra as correlações médias para a região da ZCAS. O mapa das correlações entre o PC1 e o termo de tendência local de  $q$  pode ser visto na Figura 4.47a, na qual podem ser observadas correlações positivas (negativas) significativas da defasagem 6 à 32 (defasagem 42 à 68) pântadas nos níveis de 1000 a 850 hPa. Nos níveis mais altos, as correlações positivas (negativas) significativas são notadas da defasagem 2 à 28 (defasagem 38 à 64) pântadas. Assim, esse campo mostra anomalias positivas (negativas) de tendência de  $q$  na região de atuação da ZCAS aproximadamente ao mesmo tempo que observadas para a região do COB, consistente com o IAC (FAC) em ambas regiões. A Figura 4.47b mostra o campo das correlações entre o PC1 e o termo de advecção horizontal de  $q$ , na qual correlações positivas (negativas) significativas são notadas na camada 850-600 hPa da defasagem 0 à 8 e da defasagem 68 à 73 (defasagem 32 à 46) pântadas. Logo, anomalias positivas (negativas) de advecção horizontal de  $q$  são observadas depois do FAC (IAC). O campo das correlações entre o PC1 e o termo de advecção vertical de  $q$  mostra correlações negativas (positivas) significativas da defasagem 0 à 6 e da defasagem 56 à 73 (defasagem 20 à 44) de 850 a 300 hPa (Figura 4.47c). O termo do resíduo mostra um padrão quase anti-simétrico ao de advecção vertical de  $q$ , exceto que as anomalias significativas encontram-se confinadas na camada 700-300 hPa (Figura 4.46d). Logo, anomalias negativas (positivas) da advecção vertical de  $q$  e anomalias positivas (negativas) do termo de



resíduo da defasagem 0 à 6 e da defasagem 56 à 73 (defasagem 22 à 44) pântadas indicam períodos secos (úmidos) e uma fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera na região.

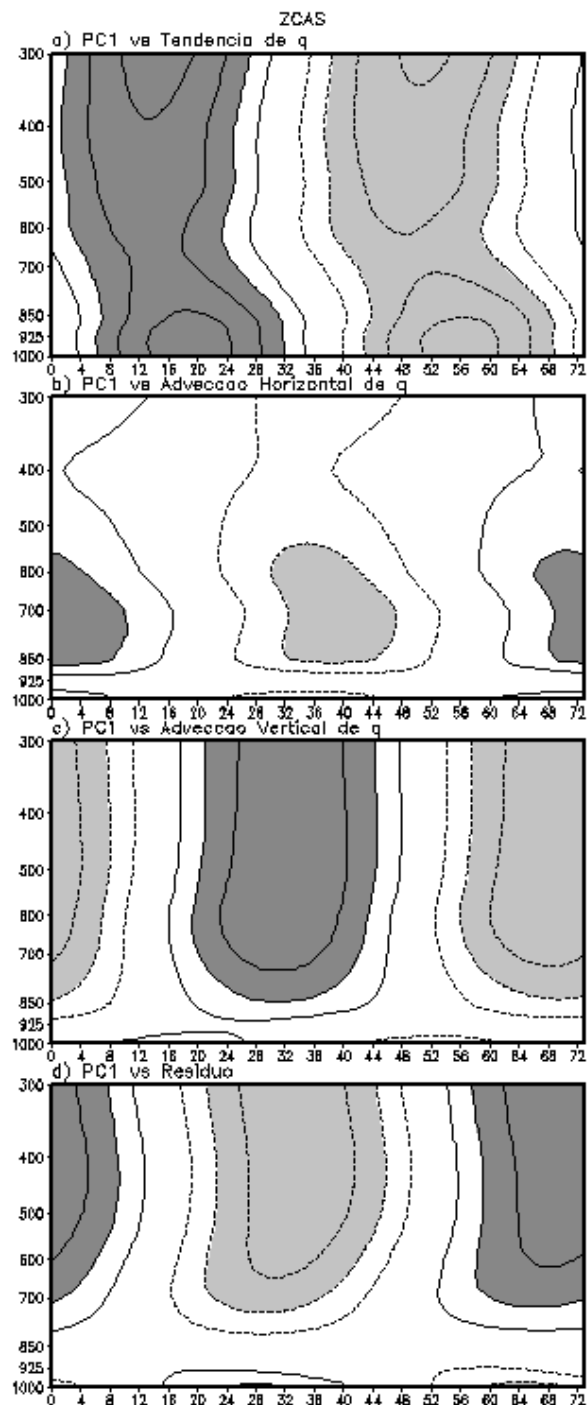


FIGURA 4.47 – Idem a Figura 4.45, mas para a região da ZCAS.

Alguns aspectos comuns dos termos do balanço de umidade entre as três regiões monçônicas são observados. Os resultados encontrados nas Figuras 4.45a, 4.46a e 4.47a indicam que os sinais de início e fim da EC são notados antes das datas de IAC e FAC, respectivamente. Ainda, anomalias positivas (negativas) da advecção horizontal de  $q$  ocorrem durante o período seco (úmido) e a tendência de  $q$  na maioria dos níveis começa a aumentar 16, 18 e 16 (diminuir 16, 16 e 16) pântadas antes das datas de IAC (FAC) da BAC, COB e ZCAS, respectivamente (Figuras 4.45a, 4.45b, 4.46a, 4.46b, 4.47a e 4.47b). Embora os aspectos gerais dos termos do balanço de umidade sejam similares entre as áreas analisadas, algumas diferenças importantes também são notadas. Durante o período úmido (seco), as anomalias negativas (positivas) de advecção horizontal de  $q$  em uma camada atmosférica inferior para BAC e ZCAS e em uma camada superior para COB são compensadas por anomalias positivas (negativas) de advecção vertical de  $q$  na maioria dos níveis. As anomalias positivas (negativas) de tendência de  $q$  e de advecção vertical de  $q$  e anomalias negativas (positivas) do resíduo na região do COB ocorrem 4 pântadas antes daquelas notadas na região da BAC. Esse resultado é consistente com as datas de IAC (FAC) para as regiões da BAC e do COB e confirma os resultados de Janowiak e Xie (2003) de que a EC sobre grande parte do sudoeste do Brasil e norte da Bolívia aumenta e se expande em direção a regiões do SMAS durante o início. Assim, essa característica notada por eles é confirmada nesse trabalho visto que as anomalias positivas de tendência de  $q$  e de advecção vertical de  $q$  e anomalias negativas do resíduo, indicativas da EC, são notadas inicialmente no COB, região próxima à encontrada por eles.

Outra diferença entre as áreas está no fato de que as anomalias significativas do resíduo na região da ZCAS são confinadas na camada 700-300 hPa. Assim, fontes e sumidouros de umidade para a atmosfera na região não são observadas na superfície ou nos níveis mais baixos. Uma possível explicação para esse resultado está nas diferenças das correlações com defasagens entre o PC1 e o campo de CHFU. A Figura 4.48 ilustra as correlações com defasagens entre o PC1 e o CHFU para BAC, COB e ZCAS. As regiões da BAC e do COB mostram correlações significativas com magnitudes comparáveis. O período seco (úmido) mostra valores positivos (negativos) na camada 550-320 hPa para BAC e na camada 550-300 hPa para COB; e valores negativos (positivos) aproximadamente na camada 925-700 hPa para ambas áreas. No que concerne a região da ZCAS, as correlações positivas (negativas) são notadas na camada 500-300 hPa (925-800 hPa) durante o

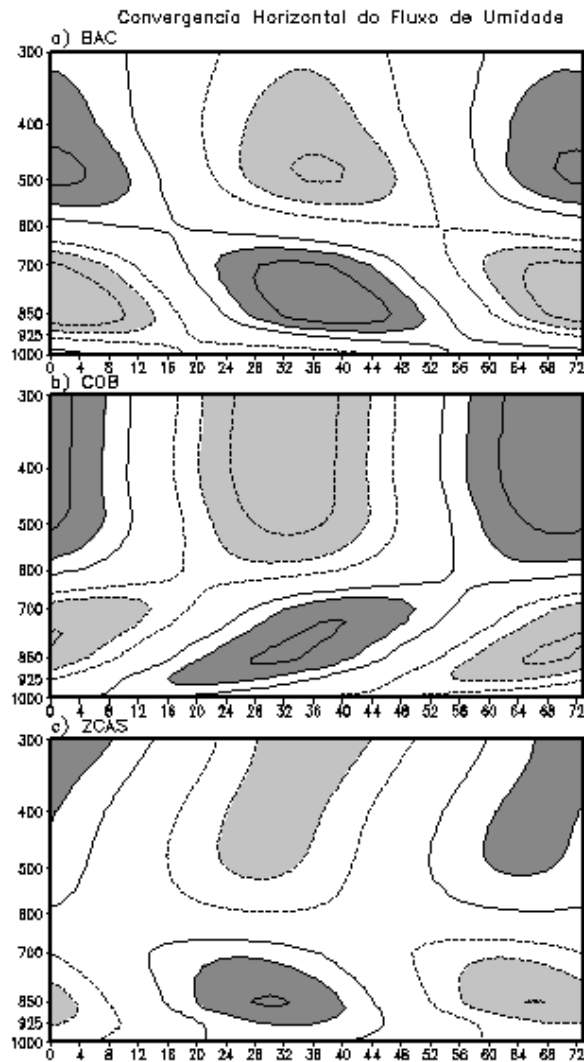


FIGURA 4.48 – Seção nível-tempo das correlações médias entre PC1 e a convergência horizontal do fluxo de umidade para: a) BAC; b) COB e c) ZCAS. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45.

período seco e as negativas (positivas) são encontradas na camada 500-300 hPa (925-800 hPa) durante o período úmido. As correlações significativas na região da ZCAS são menos intensas e com uma menor extensão vertical quando comparada às outras duas áreas. Logo, as anomalias da CHFU são maiores na BAC e no COB que na ZCAS. Em relação à trajetória horizontal da umidade proveniente do oceano Atlântico, a BAC e o COB encontram-se mais próximos da fonte de umidade que a ZCAS. Assim, a umidade disponível nos níveis mais baixos para ser advectada

para os níveis mais altos é mais abundante na BAC e no COB do que na ZCAS. Essa diferença é relevante na caracterização da EC dessas regiões visto que o campo de CHFU exerce um importante papel em definir o máximo de precipitação observado sobre as regiões da Bacia Amazônica e da ZCAS (LABRAGA et al., 2000, HERDIES et al., 2002).

#### 4.3.1.4 ZCIT

A Figura 4.49 ilustra as estruturas verticais das correlações com defasagens para cada termo do balanço de umidade na região da ZCIT. Nessa área, as correlações positivas (negativas) significativas de tendência de  $q$  ocorrem em intervalos de tempo que variam de acordo com a altura da defasagem 16 à 38 (defasagem 52 à 73) pântadas em 1000 hPa, da defasagem 26 à 38 (defasagem 62 à 73) pântadas em 600 hPa e da defasagem 10 à 30 (defasagem 46 à 68) pântadas em 300 hPa (Figura 4.49a). A advecção horizontal de  $q$  mostra correlações positivas (negativas) significativas na maioria dos níveis da camada de 700-500 hPa da defasagem 0 à 20 da defasagem 66 à 73 (defasagem 30 à 56) pântadas (Figura 4.49b). Para a ZCIT, anomalias negativas (positivas) de advecção horizontal de  $q$  também são notadas depois do IAC (FAC) na região. Correlações negativas (positivas) significativas são notadas no termo de advecção vertical de  $q$  em todos os níveis da defasagem 0 à 20 e da defasagem 68 à 73 (da defasagem 34 à 56) pântadas (Figura 4.49c). O resíduo ilustra correlações positivas (negativas) significativas em intervalos de tempo que variam com a altura da defasagem 0 à 21 (defasagem 36 à 58) pântadas em 850 hPa, da defasagem 6 à 20 (defasagem 42 à 56) pântadas em 600 hPa, e da defasagem 0 à 18 (defasagem 32 à 56) pântadas nos níveis mais altos (Figura 4.49d). Assim, o aumento (decréscimo) local de umidade nos níveis inferiores e superiores ocorrem respectivamente 16 e 22 pântadas antes do IAC (FAC). O período seco (úmido) na região da ZCIT configura-se uma fonte (sumidouro) de umidade para a atmosfera, como indicado pela dominância de anomalias negativas (positivas) de advecção vertical de  $q$  e anomalias positivas (negativas) do resíduo em todos os níveis aproximadamente da defasagem 0 à 20 (defasagem 34 à 56) pântadas.

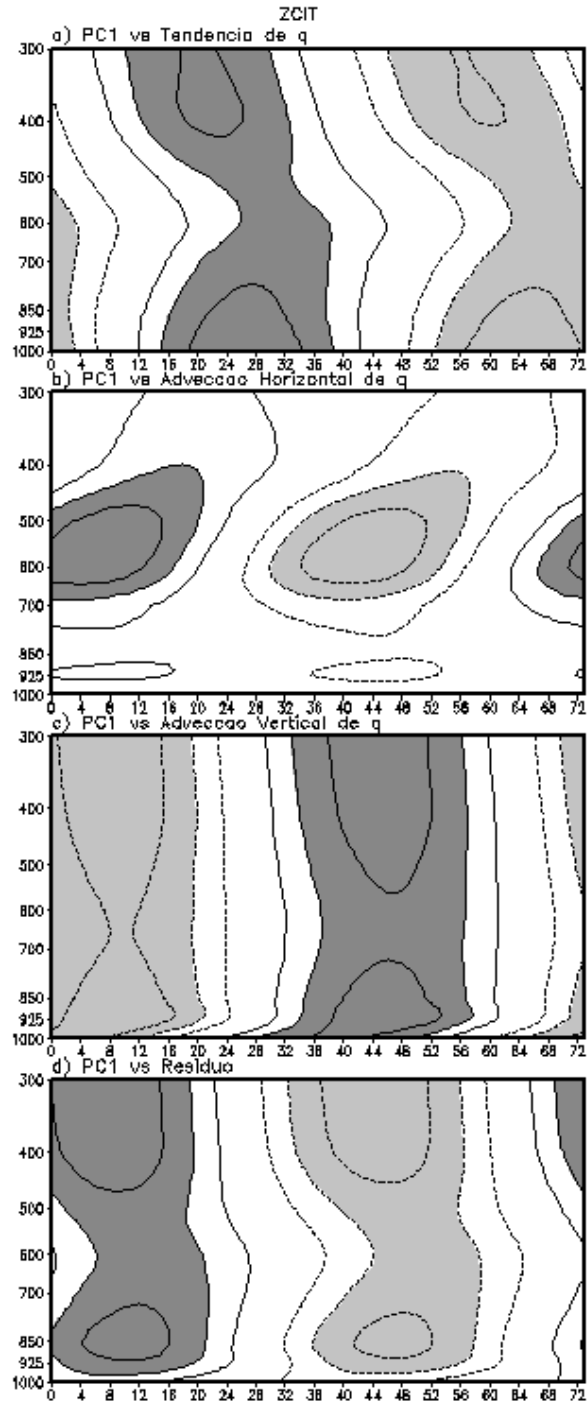


FIGURA 4.49 – Idem a Figura 4.45, mas para a região da ZCIT.

Analisando os termos do balanço de umidade, conexões entre o SMAS e a ZCIT são notadas. Condições secas (úmidas), como dado por anomalias negativas (positivas) de advecção vertical de  $q$  e anomalias positivas (negativas) do resíduo na região da ZCIT são notadas até a defasagem 20 (56) pântadas, tempo de IAC (FAC) nas regiões do COB e da ZCAS (Figuras 4.49 e 4.33). Quanto ao termo de tendência de  $q$  na região da ZCIT, o maior aumento (decréscimo) de  $q$  é notado nas camadas de 1000-850 hPa e 400-300 hPa a partir da defasagem 20 (56) pântadas (Figura 4.49).

### **4.3.2 Balanço de Calor**

#### **4.3.2.1 BAC**

Os campos de correlações entre o PC1 e os termos do balanço de calor médios para a região da BAC podem ser vistos na Figura 4.50 através dos perfis verticais em função do tempo para as defasagens de 0 a 73 pântadas. A Figura 4.50a mostra o mapa das correlações entre o PC1 e o termo de tendência de  $T$ , na qual correlações positivas significativas são notadas na camada 1000-850 hPa (850-200 hPa) da defasagem 0 à 4 e da defasagem 54 à 73 (da defasagem 12 à 32) pântadas, enquanto correlações negativas significativas são observadas na camada 1000-850 hPa (850-200 hPa) da defasagem 20 à 40 (defasagem 52 à 73) pântadas. As correlações entre o PC1 e o termo de advecção horizontal de  $T$  são vistas na Figura 4.50b, na qual podem ser observadas correlações positivas (negativas) significativas nas camadas de 1000-850 e 400-200 hPa (700-600 hPa) aproximadamente da defasagem 0 à 8 e da defasagem 58 à 73 pântadas pântadas. As correlações significativas encontram-se de sinais invertidos nessas mesmas camadas aproximadamente da defasagem 20 à 48 pântadas, período com condições úmidas na região. No campo das correlações entre o PC1 e o termo adiabático, correlações positivas (negativas) significativas podem ser notadas da defasagem 0 à 14 e da defasagem 60 à 73 (da defasagem 26 à 50) pântadas, aproximadamente, do nível de 850 hPa aos níveis mais altos (Figura 4.50c). Essas anomalias positivas (negativas) do termo adiabático da defasagem 0 à 14 e da defasagem 60 à 73 (da defasagem 26 à 50) pântadas indicam aquecimento (resfriamento) atmosférico devido ao processo de compressão (expansão) adiabática causada pelo movimento descendente (ascendente) durante a estação seca (chuvosa). O termo diabático apresenta um padrão quase anti-simétrico ao do termo adiabático para a região (Figura 4.50d). Assim, as anomalias negativas

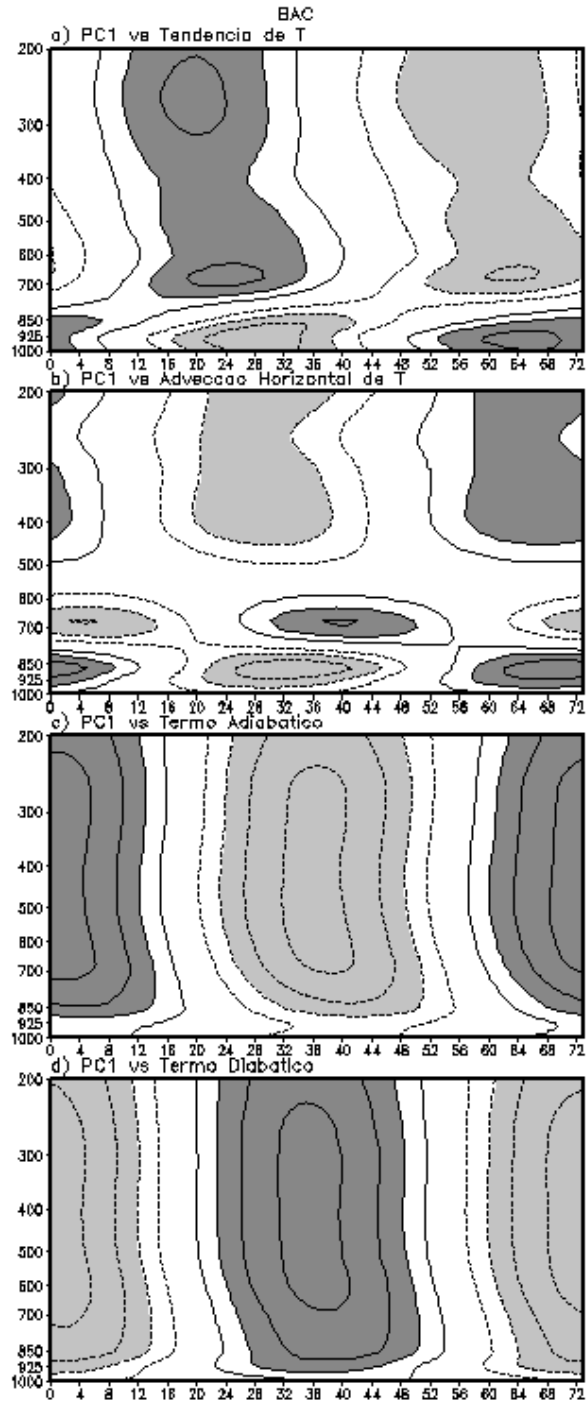


FIGURA 4.50 – Seção nível-tempo das correlações médias para a região da BAC entre PC1 e os termos do balanço de calor: a)  $\frac{\partial T}{\partial t}$ ; b)  $-\vec{V} \cdot \nabla T$ ; c)  $-\omega \left( \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{1}{c_p} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$  e d) diabático. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45.

(positivas) do termo diabático indicam um sumidouro (uma fonte) de calor para a atmosfera, período correspondente a estação seca (chuvosa) na região.

#### **4.3.2.2 COB**

A Figura 4.51 mostra os mapas médios das correlações entre o PC1 e os termos do balanço de calor para a região do COB. O termo de tendência de T mostra correlações positivas significativas na camada de 1000-850 hPa (850-200 hPa) da defasagem 0 à 8 e defasagem 64 à 73 (da defasagem 6 à 30) pântadas, enquanto correlações negativas significativas encontram-se na camada de 1000-850 hPa (850-200 hPa) da defasagem 26 à 40 (defasagem 44 à 68) pântadas (Figura 4.51a). A Figura 4.51b ilustra o campo das correlações entre o PC1 e o termo de advecção horizontal de T, na qual são observadas correlações positivas (negativas) significativas centradas em 300 hPa da defasagem 0 à 4 e da defasagem 58 à 73 (da defasagem 20 à 40) pântadas. Correlações positivas (negativas) significativas podem ser notadas da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 (da defasagem 20 à 44) pântadas, aproximadamente, em quase todos os níveis no campo das correlações entre o PC1 e o termo adiabático para a região do COB, indicando o aquecimento (resfriamento) anômalo devido ao processo de compressão (expansão) adiabática (Figura 4.51c). A Figura 4.51d ilustra o termo diabático, o qual possui um padrão aproximadamente anti-simétrico ao do termo adiabático. Assim, as anomalias negativas (positivas) do termo diabático indicam um sumidouro (uma fonte) de calor para a atmosfera durante a estação seca (chuvosa) na região do COB. Cabe ressaltar que o nível de 925 hPa é importante para monitoramento dos termos adiabático e diabático para essa região, já que anomalias negativas (positivas) do termo adiabático e anomalias positivas (negativas) do termo diabático são notadas 4 pântadas antes nesse nível quando comparado aos outros níveis no período úmido (seco).

#### **4.3.2.3 ZCAS**

As correlações entre o PC1 e os termos do balanço de calor para a região da ZCAS são vistos na Figura 4.52. Correlações positivas (negativas) significativas podem ser observadas da defasagem 6 à 30 (defasagem 42 à 68) pântadas na maioria dos níveis no mapa das correlações entre o PC1 e



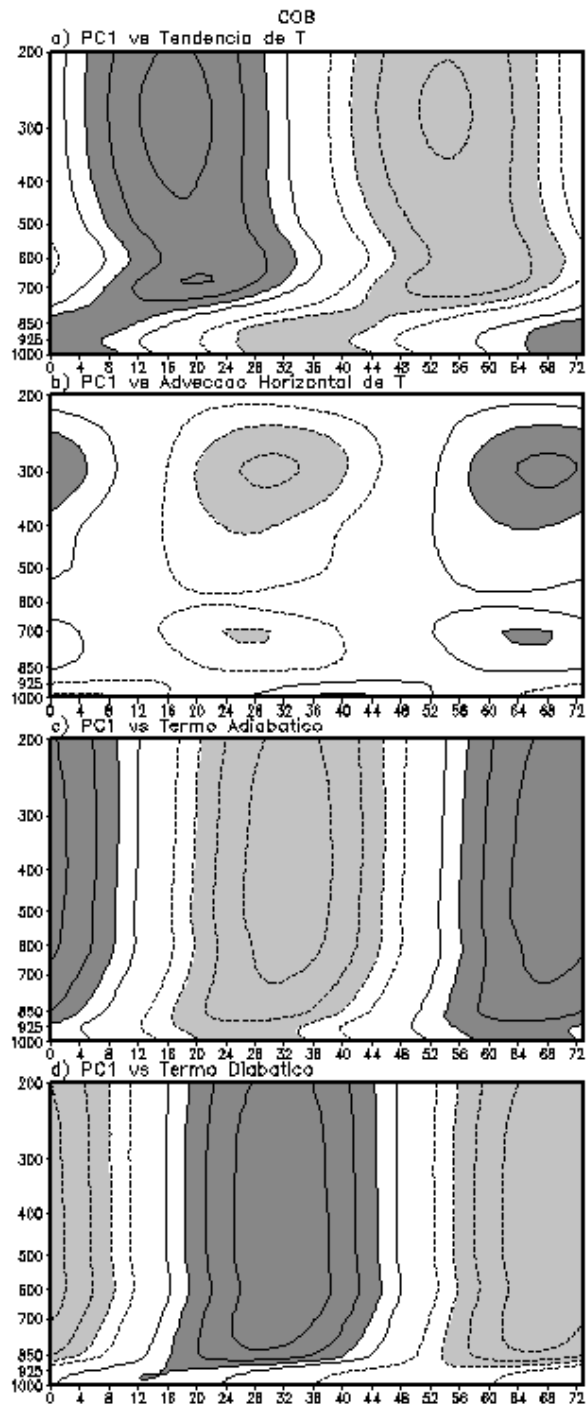


FIGURA 4.51 – Idem a Figura 4.50, mas para a região do COB.

o termo de tendência local de T (Figura 4.52a). Assim, a tendência de aquecimento (resfriamento) é notada aproximadamente 14 pântadas antes do IAC (FAC). O campo das correlações entre o PC1 e o termo de advecção horizontal de T para a região da ZCAS pode ser visto na Figura 4.52b, na qual são observadas correlações negativas significativas do nível de 600 ao nível de 400 hPa e no nível de 200 hPa da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 pântadas. Por outro lado, correlações positivas significativas são notadas da defasagem 20 à 44 pântadas na camada de 700-400 hPa e nos níveis de 250 e 200 hPa. Diferente das outras áreas, as anomalias de advecção horizontal de T são positivas depois do IAC na região. O campo das correlações entre o PC1 e o termo adiabático mostra correlações positivas (negativas) significativas de 850 hPa aos níveis mais altos da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 (da defasagem 20 à 44) pântadas (Figura 4.52c). O termo diabático mostra um padrão quase anti-simétrico ao do termo adiabático, exceto que as anomalias encontram-se confinadas na camada 840-220 hPa e, assim, a região da ZCAS configura-se um sumidouro (uma fonte) de calor para a atmosfera nessa camada da defasagem 0 à 8 e da defasagem 56 à 73 (da defasagem 20 à 44) pântadas (Figura 4.52d).

Assim como para o balanço de umidade, os termos do balanço de calor mostram algumas similaridades entre as áreas analisadas. As anomalias positivas (negativas) de tendência de T na camada 700-200 hPa ocorrem 4 pântadas antes no COB quando comparado à região da BAC (Figuras 4.50a e 4.51a). Consistentemente, a defasagem de 4 pântadas também é notada para as correlações significativas para os termos adiabático e diabático entre a BAC e as outras duas áreas. De fato, o termo adiabático (diabático) permanece significativamente e positivamente (negativamente) correlacionado da defasagem 56 à 73 e da defasagem 0 à 8 pântadas para o COB e a ZCAS, e da defasagem 60 à 73 e da defasagem 0 à 14 pântadas para a BAC; e tornam-se significativamente e negativamente (positivamente) correlacionado da defasagem 20 à 44 pântadas para o COB e a ZCAS, e da defasagem 24 à 48 pântadas para a BAC (Figuras 4.50c, 4.50d, 4.51c, 4.51d, 4.52c e 4.52d). O surgimento das anomalias positivas de tendência de T, anomalias negativas do termo adiabático e anomalias positivas do termo diabático 4 pântadas antes no COB quando comparado à BAC são consistentes com os resultados de Janowiak e Xie (2003), já que eles encontraram que o início da EC é observado inicialmente sobre grande parte do sudoeste do Brasil e norte da Bolívia (próximo ao COB) e, depois, se expande em direção às outras regiões do SMAS. Assim, essa característica notada por eles é confirmada nesse trabalho,

já que as anomalias positivas de tendência de T, anomalias negativas do termo adiabático e anomalias positivas do termo diabático, indicativas da EC, são observadas inicialmente no COB.

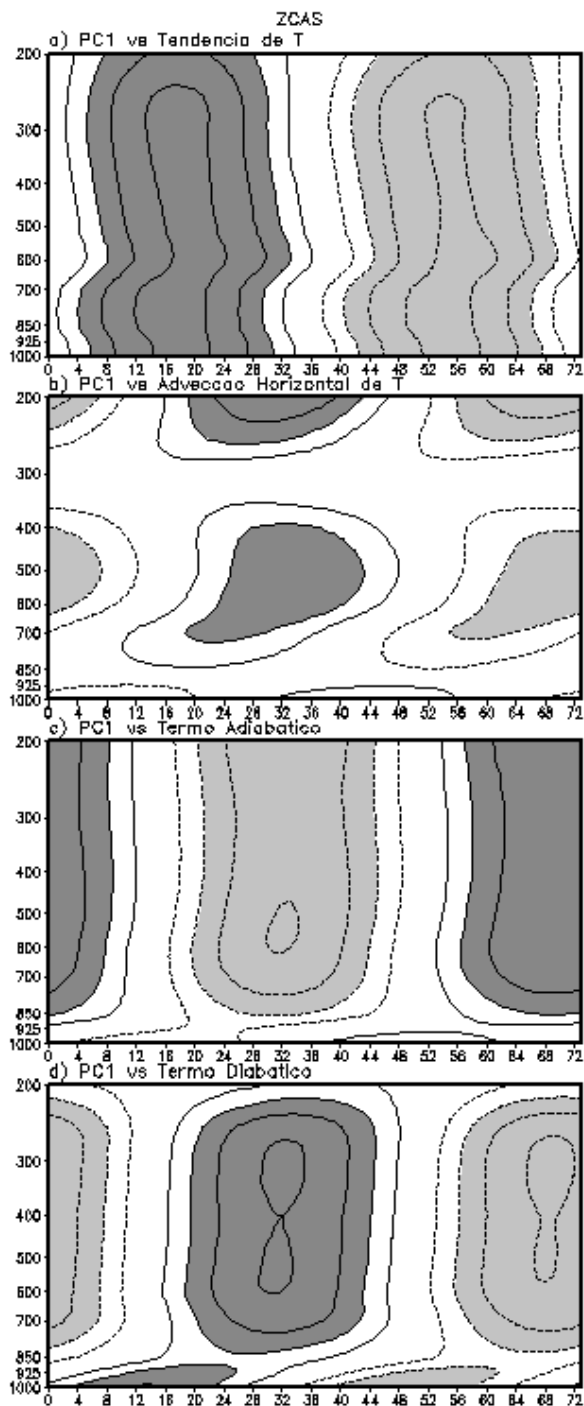


FIGURA 4.52 – Idem a Figura 4.50, mas para a região da ZCAS.

Outro aspecto importante a ser destacado é que os sinais opostos das estruturas verticais dos termos adiabático e diabático resultam da relação entre movimentos verticais e a liberação de calor latente nos trópicos e subtropicais, como explicado por Newell et al. (1974). A inclusão de uma fonte de calor nos trópicos faz com que movimentos verticais sejam gerados para balancear a fonte térmica (HOSKINS e KAROLY, 1981). Cabe ressaltar também que as anomalias positivas (negativas) da tendência de T representam a tendência de aquecimento (resfriamento) da atmosfera. Enquanto o aquecimento em baixos níveis é devido à liberação de calor sensível, o aquecimento em altos níveis é devido à liberação de calor latente, principalmente devido ao início da convecção durante a EC. As correlações entre o PC1 e o campo de T indicam que existe uma defasagem no aquecimento nos altos níveis em relação aos níveis mais baixos nas regiões da BAC e do COB (Figuras 4.53a e 4.53b). Essa defasagem de aquecimento entre os altos e baixos níveis pode ser explicada da seguinte maneira: o início da atividade convectiva resulta da liberação de calor sensível devido a uma superfície continental aquecida; algumas pentadas depois, a condensação do vapor d'água e a liberação de calor latente ocorrem nos níveis mais altos. Para a região da ZCAS, o aquecimento é notado aproximadamente a partir da defasagem 24 pentadas para todos os níveis (Figura 4.53c). Assim, a defasagem de aquecimento entre altos e baixos níveis não é observada, possivelmente porque é uma região com características continentais e oceânicas ao mesmo tempo.

#### **4.3.2.4 ZCIT**

A Figura 4.54 mostra os perfis verticais em função do tempo das correlações entre o PC1 e os termos do balanço de calor para a região da ZCIT. Nessa área, a tendência de T mostra correlações positivas (negativas) significativas em intervalos de tempo que variam com a altura da defasagem 14 à 34 (defasagem 52 à 73) pentadas em 925 hPa, da defasagem 12 à 30 (defasagem 52 à 70) pentadas em 700 hPa, da defasagem 32 à 44 (defasagem 64 à 73) pentadas em 400 hPa e da defasagem 30 à 36 (defasagem 62 à 73) em 200 hPa (Figura 4.54a). O maior aumento (decréscimo) da tendência de T ocorre em 925 hPa e em 600 hPa na defasagem 24 (62) pentadas, quando o IAC (FAC) ocorre nas regiões do SMAS, como indicado pelo fortalecimento (enfraquecimento) da convecção na BAC, no COB e na ZCAS. A advecção horizontal de T ilustra correlações negativas significativas (advecção fria) na camada de 1000-850 hPa

aproximadamente da defasagem 0 à 24 pântadas e correlações positivas significativas (advecção quente) nesses níveis da defasagem 34 à 60 pântadas (Figura 4.54b). Correlações positivas (negativas) significativas são observadas no termo adiabático em todos os níveis, exceto em 700 hPa da defasagem 0 à 20 e da defasagem 70 à 73 (da defasagem 32 à 56) pântadas, quando a convecção é ausente (presente) na região da ZCIT (Figura 4.54c). Assim, o aquecimento (resfriamento) atmosférico é devido à compressão (expansão) adiabática causada pelos movimentos descendentes (ascendentes). O termo diabático mostra um padrão aproximadamente anti-simétrico ao do termo adiabático (Figura 4.54d). Para o termo diabático, correlações negativas (positivas) significativas notadas na maioria dos níveis da defasagem 0 à 18 (defasagem 34 à 56) pântadas indicam um sumidouro (uma fonte) de calor para a atmosfera. As anomalias negativas (positivas) da advecção horizontal de T, anomalias positivas (negativas) do termo adiabático e anomalias negativas (positivas) do termo diabático indicativos de condições secas (úmidas) na região da ZCIT são notadas até a defasagem 20 (56) pântadas, quando uma tendência de aquecimento (resfriamento) se inicia com máximos em 925 hPa e em 600 hPa. Vale lembrar que o IAC (FAC) para as regiões do COB e da ZCAS ocorrem por volta da defasagem 20 (56) pântadas. Logo, o campo de tendência de T deve ser examinado em 925 hPa e em 600 hPa para fins de monitoramento do início e fim da atividade convectiva na região da ZCIT.

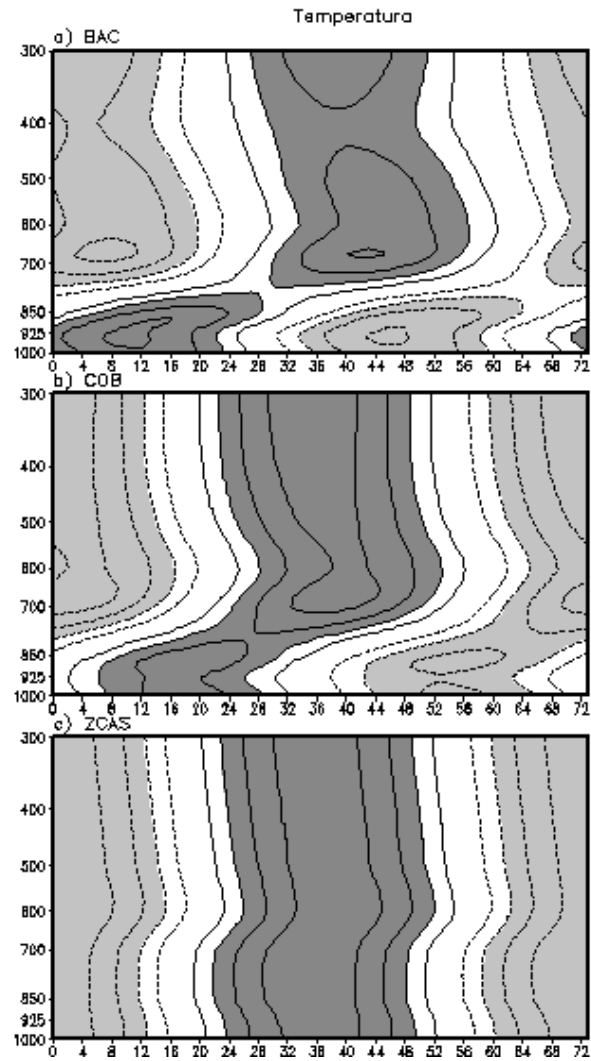


FIGURA 4.53 – Seção nível-tempo das correlações médias entre PC1 e o campo de temperatura para: a) BAC; b) COB e c) ZCAS. As convenções gráficas são as mesmas da Figura 4.45.

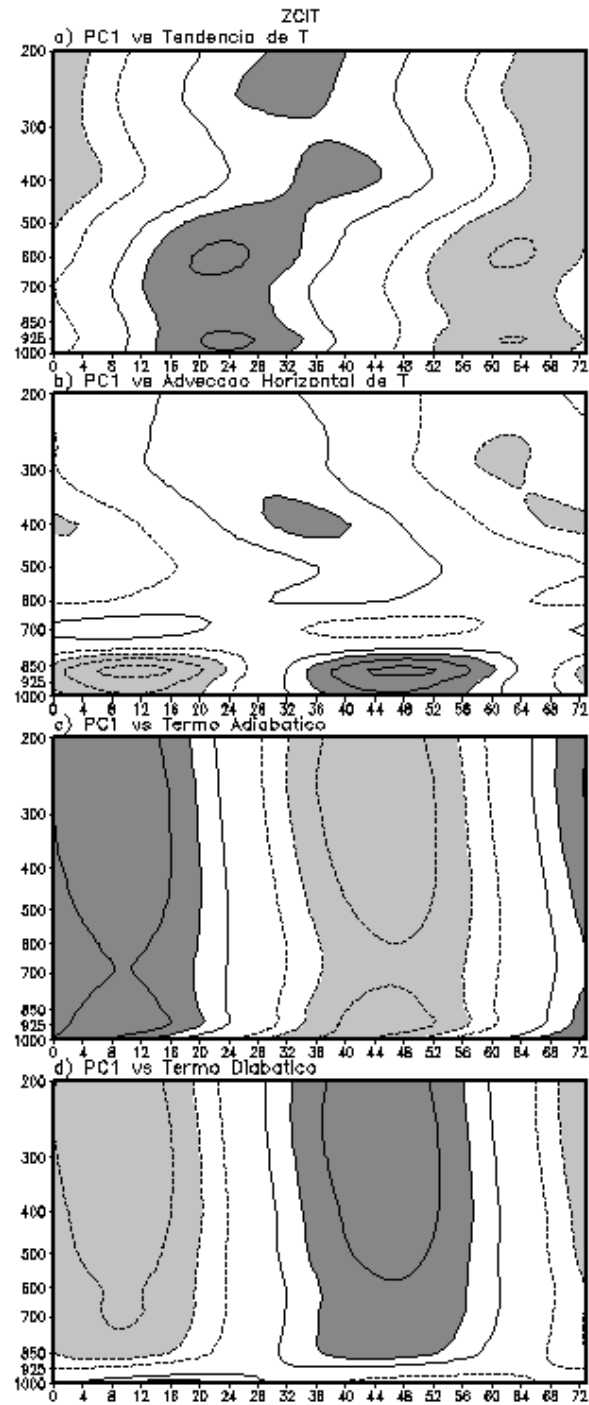


FIGURA 4.54 – Idem a Figura 4.50, mas para a região da ZCIT.

### 4.3.3 Fluxos de calor em superfície

A Figura 4.55 ilustra o campo das correlações médias entre o PC1 e o FCS em superfície para as regiões de análise. As retas de 0,4 e -0,4 na figura separam os valores significativos positivos e negativos, respectivamente. Na região da BAC, correlações positivas (negativas) significativas são notadas da defasagem 0 à 24 (defasagem 34 à 60) pântadas (Figura 4.55a). Assim, anomalias positivas significativas do FCS são observadas até o tempo de IAC na região e, 10 pântadas depois do IAC, as anomalias do FCS tornam-se negativas e significativas, sendo notadas assim da defasagem 34 à 60 pântadas. A Figura 4.55b refere-se à região do COB, a qual mostra um padrão semelhante ao da região da BAC, com anomalias positivas (negativas) significativas do FCS da defasagem 0 à 24 (defasagem 34 à 60) pântadas, já que são regiões continentais próximas e, assim, com características físicas semelhantes. Para a região da ZCAS, as correlações positivas (negativas) significativas são observadas da defasagem 0 à 8 e da defasagem 60 à 73 (defasagem 24 à 44) pântadas (Figura 4.55c). Como é uma região com características continentais e oceânicas, pode-se notar que, além das anomalias positivas e negativas significativas do FCS possuírem magnitudes menores quando comparadas à BAC e ao COB, as mesmas começam a ser observadas aproximadamente com 10 pântadas de antecedência em relação às duas regiões. Para a região da ZCIT, não são notadas correlações significativas de FCS e, além disso, os valores das mesmas são bem próximos de zero, já que é uma região predominantemente oceânica (Figura 4.55d).

As correlações médias entre o PC1 e o FCL em superfície para as regiões de análise podem ser vistas na Figura 4.56. Para as regiões da BAC, ZCAS e ZCIT não são observadas correlações significativas (Figuras 4.56a, 4.56c e 4.56d). Para a região do COB, correlações positivas (negativas) significativas são observadas da defasagem 22 à 48 (defasagem 58 à 73 e da defasagem 0 à 12) pântadas (Figura 4.56b). Assim, anomalias positivas (negativas) significativas de FCL são notadas aproximadamente a partir da data de IAC (FAC) na região. Analisando simultaneamente as Figuras 4.55 e 4.56, alguns aspectos interessantes devem ser destacados. O campo anômalo do FCS para as regiões da BAC e do COB são bem semelhantes, o que não é observado para o campo anômalo do FCL para ambas as regiões (Figuras 4.55a, 4.55b, 4.56a e 4.56b), característica interessante já que são regiões geograficamente bem próximas. Outro aspecto que vale ser destacado é o comportamento do campo anômalo do FCS e do FCL para a



região do COB (Figuras 4.55b e 4.56b), pois anomalias positivas significativas do FCS são notadas até o IAC na região; a partir desse tempo, anomalias positivas significativas do FCL são observadas. Assim, vale ressaltar que para as outras regiões, o FCL importante encontra-se possivelmente nos níveis mais altos da atmosfera e é relacionado ao calor latente liberado pela condensação do vapor d'água, visto que o FCL em superfície não é estatisticamente significativo. Outro aspecto que cabe ser destacado é a defasagem com relação ao pico das anomalias positivas do FCL para as regiões da BAC, do COB e da ZCAS, notados nas defasagens 26, 34 e 54 pântadas, respectivamente. Esses picos das anomalias podem ser observados possivelmente em virtude das características da superfície de cada região, aspecto que não pertence ao escopo do presente trabalho.

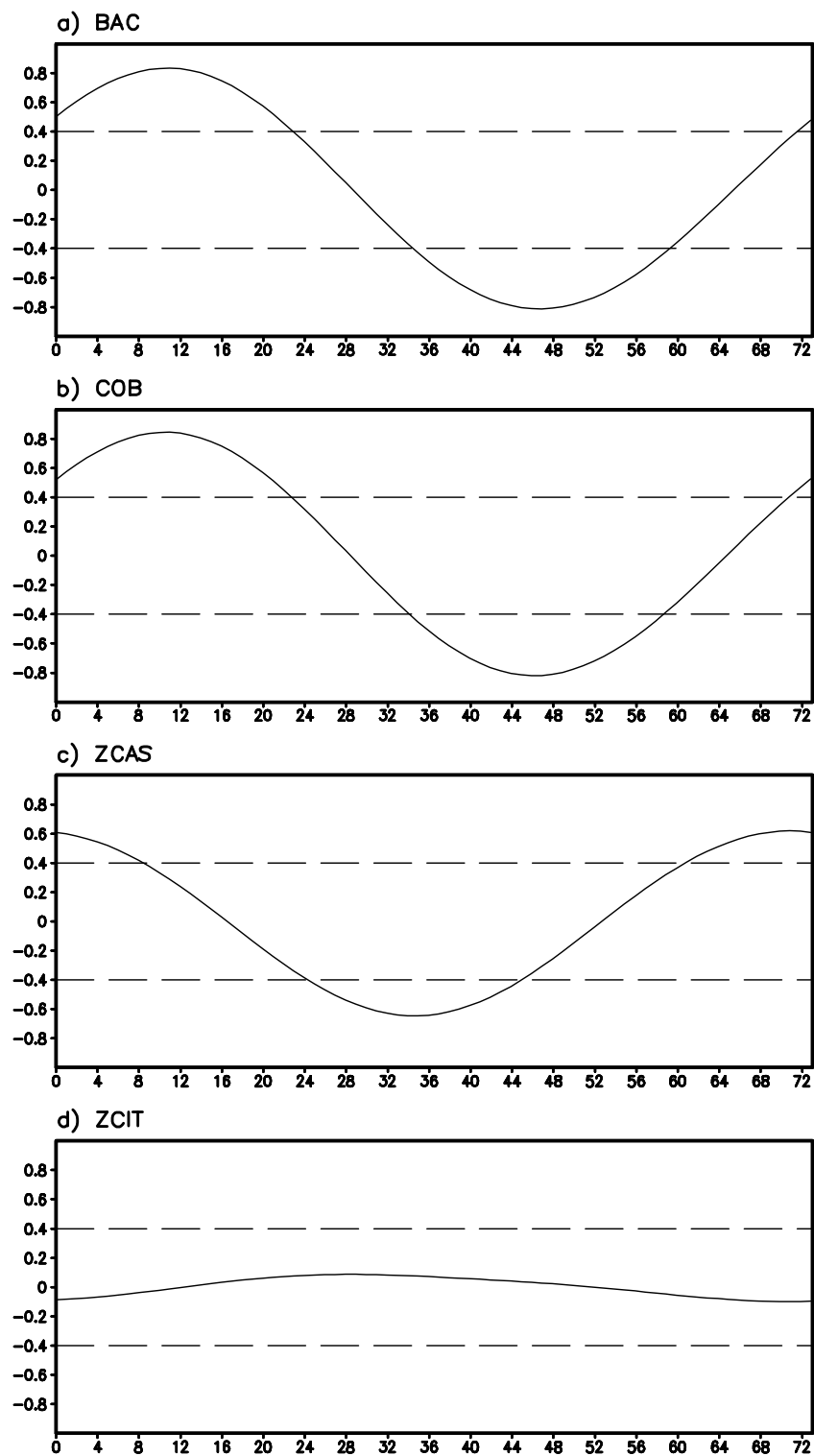


FIGURA 4.55 – Correlações médias entre PC1 e o fluxo de calor sensível em superfície para as regiões: a) BAC; b) COB; c) ZCAS e d) ZCIT para as defasagens de 0 a 73 pântadas.

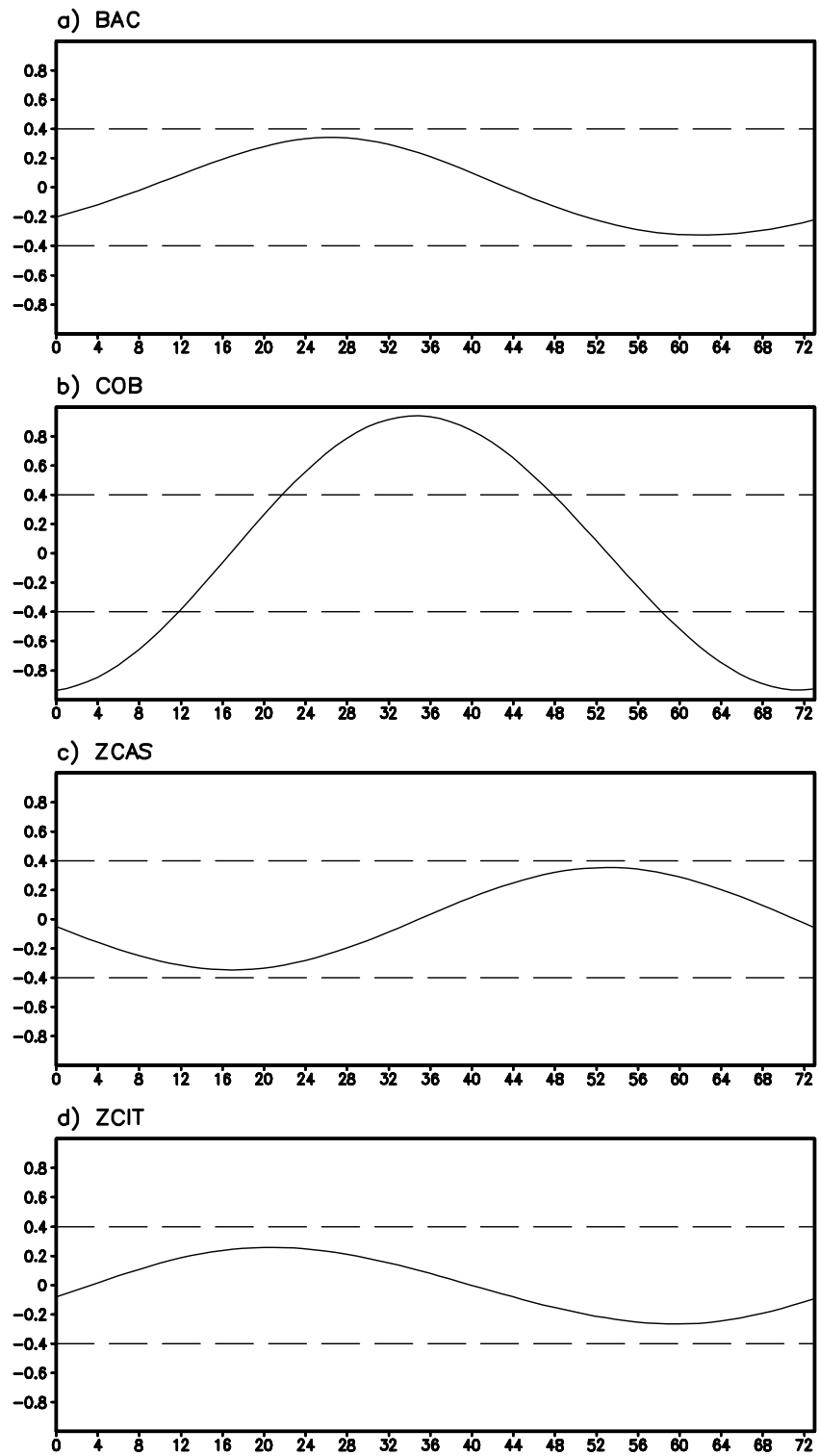


FIGURA 4.56 – Idem a Figura 4.55, mas para o fluxo de calor latente.



## 5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

### 5.1 Conclusões

Neste trabalho, um novo método de determinação das datas de IEC e FEC relacionados ao SMAS foi encontrado e, ainda, a relação existente entre a ZCIT e o SMAS foi analisada através do estudo dos modos de convecção tropical e das características termodinâmicas associadas às duas regiões.

Quanto ao novo método de detecção das datas de IEC e FEC através da análise das séries temporais do  $\overline{ROL_{ant}}$ , tem-se que o IEC na BAC apresenta uma característica oscilatória em alguns anos, refletindo, possivelmente, a variação na convecção tropical nas Américas associada com a OMJ (KAYANO e KOUSKY, 1999), aspecto não investigado nesse trabalho. No que concerne ao FEC, a mudança de sinal do  $\overline{ROL_{ant}}$  é menos oscilatória que o IEC. Para a região do COB, a mudança do sinal de  $\overline{ROL_{ant}}$  referente ao IEC é definitiva para a maioria dos anos, mas com grande variabilidade das datas, enquanto para o FEC, o mesmo apresenta um caráter oscilatório para alguns anos.

No que se refere à pântada média de IEC para a BAC (pântada 53) e para o COB (pântada 57), tal pântada é mais próxima daquela encontrada por Marengo et al. (2001) e por Gan et al. (2004), respectivamente, que utilizaram dados de precipitação como critério do que a encontrada por Kousky (1988), que utilizou dados de ROL. Como a utilização dos dados de ROL puro antecipam erroneamente as datas de IEC (FRANCHITO et al., 2008), esse método mostrou uma melhora na detecção do IEC para as regiões do SMAS já que tais datas estão mais próximas do método que utilizou precipitação do que o que utilizou ROL puro, corrigindo essa questão da antecipação das datas. Quanto à data média de FEC, tem-se que para a BAC (pântada 29) a mesma encontra-se intermediária às de Marengo et al. (2001) e Kousky (1988) e, para o COB (pântada 24), tal data é duas pântadas atrasadas quando comparada às de Gan et al. (2004) e Kousky (1988). Apesar dos dois trabalhos serem de períodos diferentes aos do presente, os dados de  $\overline{ROL_{ant}}$  parecem representar melhor, de maneira geral, a transição das condições secas para

úmidas e vice-versa nas regiões da BAC e do COB que os dados de ROL puro, exceto pelo FEC no COB.

As análises dos compostos de ROL, T em 850 hPa,  $\omega$  em 500 hPa, vento em 200 hPa e PNM dos períodos de IEC e FEC para as regiões da BAC e do COB mostram a coerência física dos aspectos atmosféricos, que representam a transição sazonal dos sistemas monçônicos do HN para o HS e vice-versa e também documentados por Kousky (1988); Horel et al. (1989); Rao et al. (1996); Marengo et al. (2001); Gan et al. (2004) e Vera et al. (2006). O deslocamento da convecção do noroeste da Amazônia para sudeste da América do Sul; os movimentos ascendentes; a redução da PNM; um aquecimento relativo sobre o continente; o deslocamento para leste e a intensificação da ASAS e a presença da AB são todos aspectos relacionados ao IEC para a BAC e o COB. Em contraste, o deslocamento da convecção para noroeste na região Amazônica; a ausência de movimentos ascendentes; o aumento da PNM e um resfriamento relativo sobre o continente; a ASAS mais próxima ao continente e a dissipação da AB são aspectos notados durante o FEC em ambas as regiões.

Quanto a aspectos de monitoramento, o campo de  $\overline{ROL_{ant}}$  para o período de IEC fornece uma boa indicação de quando a precipitação é observada tanto na região da BAC quanto na região do COB. Entretanto, a data de FEC estimada da série de  $\overline{ROL_{ant}}$  é uma ou duas pântadas antes da data quando a precipitação é ausente em ambas as regiões. Isso acontece provavelmente porque no caso do FEC a convecção na área anti-simétrica à região da BAC no HN (Suriname e Guiana Francesa) é bem estabelecida devido à influência da ZCIT do Atlântico, enquanto a precipitação ainda pode ser observada na BAC e, para a região do COB, acontece devido à influência da ZCIT do Pacífico. Logo, o método parece ser mais apropriado para determinar o IEC que o FEC em ambas as regiões.

Portanto, de uma maneira geral, esse método é mais vantajoso quando comparado aos métodos anteriores. Primeiro, ele depende apenas dos dados de ROL, os quais são disponíveis quase em tempo real para se calcular um índice rotineiramente, diferente dos índices baseados em dados de precipitação. Além disso, a pântada de IEC e FEC é determinada unicamente pela mudança de

sinal do  $\overline{ROL_{ant}}$  e, assim, não depende de valores limítrofes. Métodos anteriores de detecção dessas datas utilizam valores limítrofes de uma dada variável para detectar o IEC e o FEC (KOUSKY 1988; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004). Marengo et al. (2001) observaram que as datas de IEC são bastante sensíveis ao valor limítrofe escolhido. Eles encontraram que a expansão para sudeste da convecção, uma característica típica do SMAS (KOUSKY 1988; HOREL et al., 1989), é invertida quando o valor limítrofe é dobrado. A progressão para norte da convecção durante o estabelecimento do SMAS também foi notado por Liebmann e Marengo (2001), que utilizaram um índice de precipitação acumulada. Logo, as datas de IEC e FEC encontradas com os métodos baseados em valores limítrofes são dependentes de aspectos regionais, o que é consistente com González et al. (2007), já que eles concluíram que o método baseado em ROL desenvolvido por Kousky (1988) foi melhor para representar o IEC em escalas continentais quando comparado aos de Marengo et al. (2001) e Liebmann e Marengo (2001) baseados em precipitação, já que esses são definidos por um valor limítrofe. Portanto, esse novo método é melhor nesse aspecto já que não depende de tais valores e, assim, deve ser útil para monitoramento do IEC e FEC em áreas monçônicas.

Quanto aos modos de convecção, tem-se que o modo dominante da análise de EOF do campo de ROLF mostra um padrão monçônico equatorialmente anti-simétrico e, o segundo, associado à ZCIT do Atlântico, ambos variando em uma escala anual. O terceiro modo exibe um padrão simétrico em relação ao equador variando em uma escala semi-anual e representa a convecção que ocorre durante as estações de transição. Através de correlações defasadas do PC1 com o campo de ROLF, tem-se que existe uma evolução do primeiro modo para o segundo e vice-versa no período de um ano. Esse resultado fornece um suporte diagnóstico regional para o trabalho de modelagem numérica de Chao e Chen (2001), que descreveram as monções como um deslocamento da ITCZ na direção polar.

No que concerne aos balanços de umidade e calor, aspectos importantes para as regiões do SMAS devem ser destacados. Exceto pelo termo de advecção horizontal de  $q$  e  $T$ , as anomalias dos outros termos que são indicativos de ES e EC aparecem 4 pênadas antes no COB que na BAC. No que se refere à EC, os resultados são coerentes com os encontrados por Janowiak e Xie (2003). Cabe ressaltar ainda que fontes e sumidouros de umidade para a atmosfera na região da

ZCAS são encontradas apenas acima de 700 hPa. Isso pode ser notado porque a região da ZCAS encontra-se mais distante da região fonte de umidade. De fato, para as regiões mais próximas da fonte de umidade, como a BAC e o COB, as anomalias da CHFU são maiores que a da ZCAS. Assim, a umidade disponível nos níveis mais baixos para ser advectada para os níveis mais altos é mais abundante na BAC e no COB que na ZCAS. Essa diferença é relevante na caracterização da EC dessas regiões já que o CHFU exerce um papel importante em definir o máximo de precipitação observado nas regiões da Bacia Amazônica e da ZCAS (LABRAGA et al., 2000, HERDIES et al., 2002).

O aquecimento nas regiões analisadas é devido ao processo de condensação, visto que essas áreas estão sob regime convectivo. Assim, para essas áreas, fontes de calor coincidem com sumidouros de umidade, o que é coerente com os resultados de Yanai et al. (1973) e Yanai and Tomita (1998). Os termos mais importantes nos balanços de umidade e calor são os termos de advecção vertical de  $q$  e o adiabático, respectivamente, já que os correspondentes termos residuais mostram um padrão quase anti-simétrico em relação aos mesmos. Esses aspectos são típicos de regiões convectivas, como notado por Veiga et al. (2005).

Em adição, tem-se que a ZCIT e o SMAS estão relacionados em termos dos balanços de umidade e calor. Enquanto condições secas (úmidas) permanecem na região da ZCIT, não se observa o IAC (FAC) nas regiões do SMAS. Essas condições permanecem até a defasagem 20 (56) pântadas e são indicadas por anomalias negativas (positivas) de advecção vertical de  $q$ , anomalias positivas (negativas) de resíduo, anomalias positivas (negativas) do termo adiabático e anomalias negativas (positivas) do termo diabático na região da ZCIT. Na defasagem 20 (56) pântadas, os máximos das anomalias positivas (negativas) da tendência de  $q$  e  $T$  são indicativos do fim das condições secas (úmidas) na região da ZCIT. Nesse tempo, condições úmidas (secas) começam aparecer no COB e na região da ZCAS, com a máxima tendência de umedecimento (ressecamento) ocorrendo nas camadas de 1000-850 hPa e 400-300 hPa e a tendência de aquecimento (resfriamento) em 925 hPa e em 600 hPa na região da ZCIT. Logo, as tendências de  $q$  e  $T$  são importantes para monitoramento da convecção na região da ZCIT e, portanto, nas regiões do SMAS. No que se refere ao aparecimento das condições úmidas (secas) na região do COB, as anomalias positivas (negativas) da tendência de  $q$  em 700 hPa, anomalias positivas



(negativas) de advecção vertical de  $q$  em 850 hPa, anomalias negativas (positivas) do termo adiabático e anomalias positivas (negativas) do termo diabático em 925 hPa são notadas 4 pântadas antes que em qualquer outro nível. Logo, esses parâmetros nesses níveis mencionados são importantes para monitoramento. Para sumarizar os principais resultados acerca do balanço de umidade e calor citados acima, um esquema resumido de estabelecimento e dissipação do SMAS em função das condições termodinâmicas da ZCIT é desenvolvido com a finalidade de facilitar o monitoramento de tais condições para aplicações operacionais climáticas de previsão do IEC e FEC relacionados ao SMAS (Figura 5.1).

No que se refere aos fluxos de calor em superfície, tem-se que os campos anômalos do FCS para as regiões da BAC e do COB são bem semelhantes, com anomalias positivas significativas sendo observadas até o tempo de IAC em ambas as regiões, possuindo um atraso de aproximadamente 10 pântadas em relação às anomalias positivas significativas notadas na região da ZCAS. Para a região da ZCIT, não há FCS significativo. Quanto ao FCL, anomalias positivas significativas são observadas a partir do IAC apenas para a região do COB. Para as outras regiões, o FCL em superfície não é significativo, tornando-se significativo possivelmente nos níveis mais altos da atmosfera, o qual é relacionado ao calor latente liberado pela condensação em virtude da atividade convectiva.

Portanto, de uma maneira geral, este trabalho ilustrou um método novo e mais vantajoso de detecção de datas de IEC e FEC relacionadas às regiões do SMAS e mostrou a relação existente entre a ZCIT e o SMAS através do ciclo anual da convecção, com um evoluindo para o outro e vice-versa. Tal relação foi justificada em termos das análises em vários níveis na vertical dos balanços de umidade e calor. Logo, ressalta-se a importância da análise conjunta da ZCIT e do SMAS, principalmente em termos de formação e dissipação de ambos os sistemas. Assim, com a realização deste trabalho espera-se ter contribuído frente à sociedade científica, principalmente para a América do Sul, com uma maior compreensão e detalhamento do regime de monção atuante, assim como das relações com os outros sistemas que influenciam nos regimes de precipitação do continente.

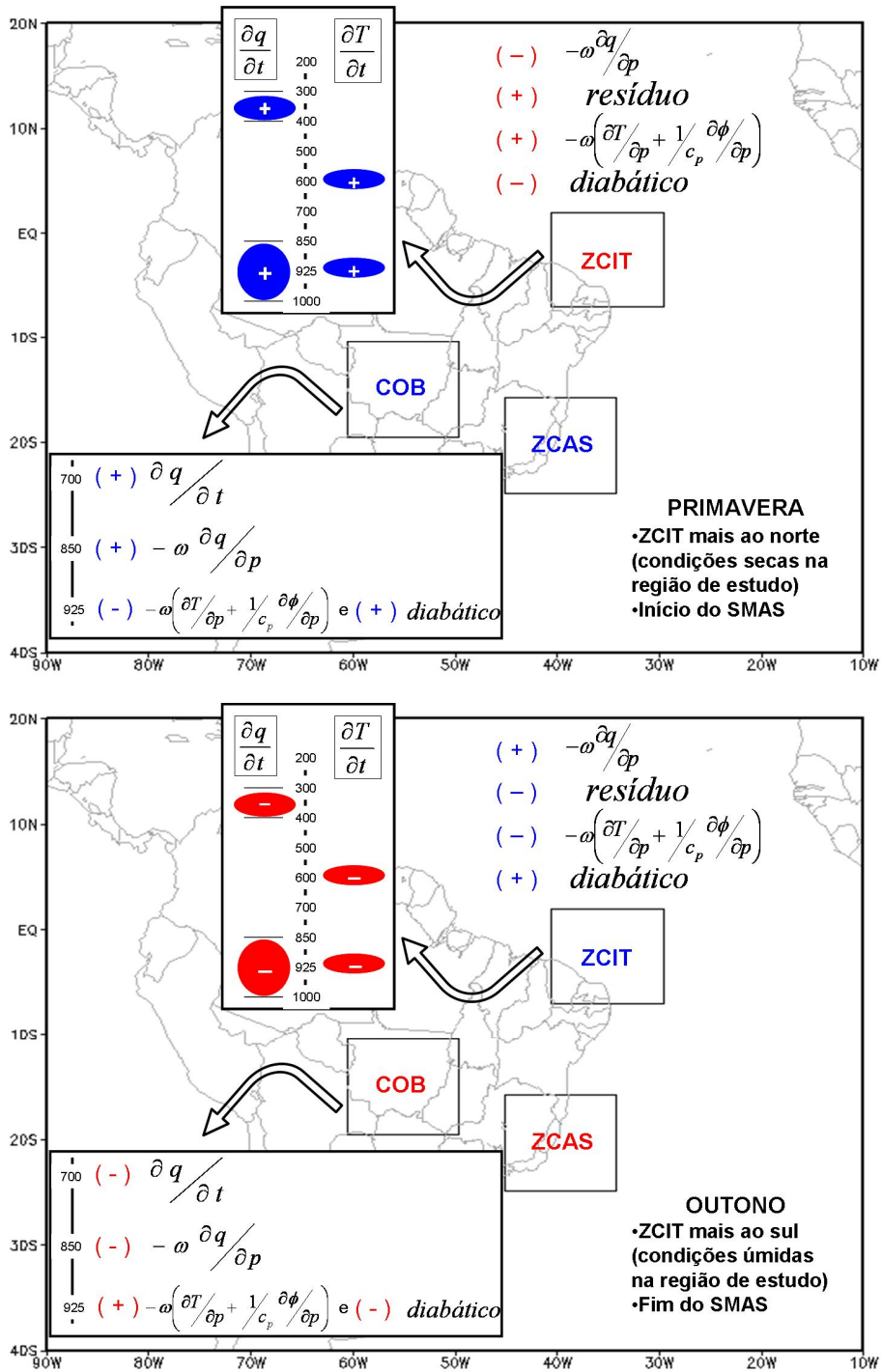


FIGURA 5.1 – Esquema resumido das condições de estabelecimento durante a primavera (topo) e dissipação durante o outono (base) do SMAS em função dos aspectos termodinâmicos na região da ZCIT. Os sinais de + e - referem-se a anomalias positivas e negativas, respectivamente. As cores vermelhas (azuis) são indicativas de condições secas (úmidas)

## **5.2 Sugestões para trabalhos futuros**

Aplicar o novo método de detecção das datas de IEC e FEC para outras regiões referentes ao SMAS, cuidando na escolha da região anti-simétrica em virtude do sentido de propagação da convecção entre o HS e o HN.

Fazer uma análise de sistemas de escala menor, tais como de escala sinótica, juntamente com o método de detecção de IEC e FEC aqui apresentado, já que tais sistemas foram filtrados no presente trabalho e os mesmos podem influenciar tais datas.

Realizar o balanço de umidade e calor em termos de correlações com o modo monçônico em outras regiões de influência para o SMAS, como por exemplo, no Pacífico leste, para análise da relação termodinâmica do ENOS com o ciclo de vida da convecção do SMAS.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO JR, H.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1- Estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 03, p. 385-394, Dec. 2005. ISSN - 0102 -7786. (INPE-14113-PRE/9260). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/09.13.12.10>>. Acesso em: 15 mar. 2010.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 09, p. 1902-1912, Mar 2009.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377-2394, Sep 2002.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 01, p. 88-108, Jan 2004.

CHAO, W. C. Multiple quasi equilibria of the ZCIT and the origin of monsoon onset. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 05, p. 641-651, Mar 2000.

CHAO, W. C.; CHEN, B. Multiple quasi equilibria of the ZCIT and the origin of monsoon onset. Part II: rotational ZCIT attractors. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 18, p. 2820-2831, 2001a.

CHAO, W. C.; CHEN, B. The origin of monsoons. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 22, p. 3497-3507, 2001b.

DAUBECHIES, I. **Ten lectures on wavelets**. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1992. 357p.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3394-3410, Dec 2002.

DRUMMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D14128, p. 1-9, 2008.

DRUMMOND, A.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American Monsoon variability. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, n. 3-4, p. 135-137, 2008.

FASULLO, J.; WEBSTER, P. J. A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. **Journal of Climate**, v. 16, n. 19, p. 3200-3211, Oct 2003.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; BARBIERI, P. R. P.; SANTO, C. M. E. Rainy season duration estimated from OLR versus raingauge data and the 2001 drought in Southeast Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 05, p. 1493-1499, 2008.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 01, p. 47-66, Jan 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. South American Monsoon Indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 06, n. 04, p. 219-223, Oct. - Dec. 2006. (INPE-14499-PRE/9530). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/11.01.13.03>>. Acesso em: 15 mar. 2010.

GOFF, J. A.; GRATCH, S. Low pressure properties of water from -160 to 212F. **Trans. Amer. Soc. Heat. Vent. Eng.**, v. 52, p. 95-121, 1946.

GONZÁLEZ, M.; VERA, C.S.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.A.; KOUSKY, V.; ALLURED, D. The nature of the rainfall onset over central South America. **Atmosfera**, v. 20, p. 377-394, 2007.

GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. In: Chang, C.-P.; Wang, B. and Lau, N.-C. G. **The Global Monsoon System: research and forecast**, p. 219-238, 2005 (WMO/TD N. 1266 TMRP Report n. 70).

GU, D.; PHILANDER, S.G.H. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. **Journal of Climate**, v. 08, n. 04, p. 864-876, Apr 1995.

HARDY, D. M.; WALTON, J. J. Principal components analysis of vector wind measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, n. 08, p. 1153-1162, 1978.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S.; LAMB, L. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 08, p.1019-1023, 1977.

HASTENRATH, S. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D4, p. 4267-4274, Feb 1997.

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; SILVA DIAS, M.A.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 42-1-42-10, 2002.

HOLTON, J. R. **An introduction to atmospheric dynamics**. 4<sup>nd</sup> edition. Elsevier, Academic Press, Burlington, 2004. 535 p.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 02, n. 11, p. 1388-1403, Nov 1989.

HOSKINS, B.J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p. 1661-1671, Jun 1993.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and oceanographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 06, p. 1179-1196, 1981.

HOWARTH, D. A. An Analysis of the Water Vapor Flux Divergence Field over the Southern Hemisphere. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 76, n. 02, p. 190-207, 1986.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R.F.; BOLVIN, D.T.; GU, G.; NELKIN, E.J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E.F.; WOLFF, D.B. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 08, n. 01, p. 38-55, Feb 2007.

JANOWIAK, J.E.; XIE, P. A global-scale examination of monsoon-related precipitation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 24, p. 4121-4480, Dec 2003.

JONES, C.; CARVALHO, L.M.V. Active and break phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, n. 08, p. 905-914, Apr 2002.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n.03, p. 437-471, Mar 1996.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S-K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631-1643, Nov 2002.

KAYANO, M.T.; KOUSKY, V.E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51A, n. 03, p. 373-386, May 1999.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 02, p. 247-268, Feb 2001.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the ZCAS). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 04, p. 813-836, Aug 1992.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the ZCAS). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, n. 05, p. 581-610, Oct 1993.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 03, p. 217-231, 1988.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T. HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G. KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 39, n. 12, p. 1965-1982, 2000.

KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level, pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 06, p. 791-802, 1967.

LABRAGA, J. C.; FRUMENTO, O.; LÓPEZ, M. The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 11, p. 1899-1915, Jun 2000.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 08, n. 12, p. 2988-3005, Dec 1995.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 06, p. 1275-1277, Jun 1996.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308-4318, 2001.

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, n. 08, p. 853-863, Dec 1992.

MARENGO, J.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 05, p. 833-852, 2001.

MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin



water budget. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 01, p. 11–22, Jan 2005.

MATSUMOTO, J.; MURAKAMI, T. Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric ROL data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 78, n. 05, p. 543-561, Oct 2000.

MATSUMOTO, J.; MURAKAMI, T. Seasonal migration of monsoons between the northern and southern hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric ROL data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 03, p. 419-437, Jun 2002.

MIN, W.; SCHUBERT, S. The climate signal in regional moisture fluxes: a comparison of three global data assimilation products. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2623-2642, Oct 1997.

MITCHELL, T. P.; WALLACE, J. M. Annual cycle in equatorial convection and sea-surface temperature. **Journal of Climate**, v. 05, n. 10, p. 1140-1156, Oct 1992.

MOURA, A.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transition from the southern to northern hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 09, p. 1470-1486, 1985.

MURRAY, F. W. On the computation of saturation vapor pressure. **Journal of Applied Meteorology**, v. 06, p. 203-204, 1967.

NEWELL, R. E.; KIDSON, J. W.; VICENT, D. G.; BOER, G. J. **The general circulation of the tropical atmosphere**. V. 2, MIT Press, 1974. 371 p.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall of the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 09, n. 10, p. 2464-2479, Oct 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T.; COOK, K.; DIAZ, A. F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J. D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. Progress in pan american CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, p. 1-30, 2002.

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 07, p. 699-706, 1982.

PALMÉN, E.; HOLOPAINEN, E.O. Divergence, vertical velocity and conversion between potential and kinetic energy in an extratropical disturbance. **Geophysica**, v. 08, p.89-113, 1962.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. San Diego, CA, USA: MIT press, 1992.

- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227-6249, 2008.
- RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, p.269, 1971.
- RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.
- RATISBONA, L.R. The climate of Brazil. In: SCHWERDTFEGER, W. and LANDSBERG, E. H. (eds.). **World Survey of Climatology**. v.12 - **Climates of Central and South America**, Amsterdam: Elsevier, v. 12, p. 219-293, 1976.
- RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. New York: McGraw-Hill, 1954. 392 p.
- ROPELEWSKI, C. F.; GUTZLER, D. S.; HIGGINS, R. W.; MECHOSO, C. R. The North American Monsoon System. In: Chang, C.-P.; Wang, B. and Lau, N.-C. G. **The Global Monsoon System: research and forecast**, p. 207-218, 2005 (WMO/TD N. 1266 TMRP Report n. 70).
- SANSIGOLO, C. A. Variabilidade interanual da estação chuvosa em São Paulo. **Climanálise**, v. 04, p. 40-43, 1989.
- SCHAACK, T. K.; JOHNSON, D. R.; WEI, M. Y. The three-dimensional distribution of atmospheric heating during the GWE. **Tellus**, v. 42A, p. 305-327, 1990.
- SCHMETZ, J.; LIU, Q. Outgoing longwave radiation and its diurnal variation at regional scales derived from Meteosat. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D9, p. 11192-11204, Sep 1988.
- SILVA, A. E.; CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 08, p. 51-57, 2007.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DeMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689-2707, 1983.
- SILVA DIAS, P. L.; MARENGO, J. A. Águas atmosféricas. Águas Doces no Brasil-capital ecológico usos múltiplos, exploração racional e conservação. Aldo da Cunha Rebouças, Benedito Braga Jr., José Galizia Tundizi, Eds. IEA/USP, p. 65-116, 1999.
- DIAS, M. A. F. S.; DOLMAN, A. J.; DIAS, P. L. S.; RUTLEDGE, S.; ZIPSER, E.; FISCH, G.; ARTAXO, P.; MANZI, A. O.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; KABAT, P. Rainfall and surface processes in Amazonia during the WETAMC/LBA - an overview. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., Santiago (Chile). **Proceedings...** 2000. p. 249-250. Papel. (INPE-10330-PRE/5831).

STRETEN, N. A. Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 101, n. 06, p. 486-495, 1973.

SUGAHARA, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais de precipitação no estado de São Paulo. São Paulo.** USP, 1991. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

TORRENCE, C., COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 01, p. 61-78, Jan 1998.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro.** São José dos Campos. (INPE-4887-TDL/378). Dissertação de Mestrado em Meteorologia - INPE, 1989.

UVO, C. R. B.; Nobre, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A influência dos ventos e TSM do Atlântico tropical. **Climanálise**, v. 04, p. 39-48, 1989.

VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 181-194, 2002.

VEIGA, J. A. P.; RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H. Heat and moisture budgets of the walker circulation and associated rainfall anomalies during El Niño events. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 02, p. 193-213, Feb 2005.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; LETTENMAIER, D. D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. A unified view of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate – Special Section**, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 03, p. 599-610, 1981.

WANG, B. Climatic regimes of tropical convection and rainfall. **Journal of Climate**, v. 07, n. 07, p. 1109-1118, Jul 1994.

WANG, H.; FU, R. Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1591-1608, Jul 2002.

WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 07, p. 518-540, 1972.

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, n. C7, p. 14451-14510, Jun 1998.

WEI, M. Y.; JOHNSON, D. R.; TOWNSEND, R. D. Seasonal distributions of diabatic heating during the First GARP Global Experiment. **Tellus**, v. 35A, n. 04, p. 241-255, 1983.

WENG, H.; LAU, K. M. Low frequency time-space regimes in tropical convection. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 55, n. 1-4, p. 89-98, 1996.

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J. H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 04, p. 611-627, 1973.

YANAI, M.; LI, C.; SONG, Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 1B, p. 319-351, Feb 1992.

YANAI, M.; TOMITA, T. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat source and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, v. 11, n. 03, p. 463-482, Mar 1998.

YASUNARI, T. Stationary waves in the Southern hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 274-285, 1977.

ZHOU, J. Y.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 05, p. 1020-1040, May 1998.

## APÊNDICE A

### TRANSFORMADA DE ONDALETA

A transformada de ondaleta é uma ferramenta muito apropriada para o estudo de processos não-estacionários e multiescalares que ocorrem sobre domínios temporais e espaciais finitos, sendo uma eficiente ferramenta para pesquisa climática. Tal análise permite a decomposição de uma série temporal em espaço tempo-frequência (ou seja, transforma uma série de uma dimensão em uma imagem tempo-frequência bi-dimensional), sendo possível encontrar os modos de variabilidade dominantes e, ainda, como esses modos variam no tempo. A descrição abaixo foi baseada em Torrence e Compo (1998).

Seja uma série  $x_n$  de mesmo espaçamento  $\delta t$ , onde  $n = 0, 1, \dots, N - 1$ . Supõe-se que se tenha uma função ondaleta  $\psi_0(\eta)$ , dependente de um parâmetro temporal  $\eta$  adimensional. É preciso que essa função tenha média zero e seja localizada no tempo e no espaço de frequência para ser uma ondaleta.

Na literatura, existem muitas funções utilizadas para gerar várias ondaletas (Daubechies, 1992). Neste trabalho, a função ondaleta utilizada é a de Morlet. Esta ondaleta é complexa e possui características semelhantes àquelas do sinal meteorológico que se deseja analisar, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Assim, este é um critério para escolha da função ondaleta (Weng e Lau, 1996). A função de Morlet é dada pela seguinte expressão:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{A.1})$$

e representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano, onde  $\omega_0$  é a frequência adimensional de valor 6.

Logo, para uma seqüência discreta  $x_n$ , a transformada contínua de ondaleta (TCW) é definida pela convolução de  $x_n$ :

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[ \frac{(n' - n)\delta t}{S} \right] \quad (\text{A.2})$$

onde  $\psi^*$  é o conjugado complexo de  $\psi$ . Assim, variando os valores da escala da ondaleta e do índice localizado no tempo,  $s$  e  $n$ , respectivamente, uma imagem da amplitude de qualquer característica *versus* a escala e de como esta amplitude varia no tempo pode ser construída.

A transformada discreta de Fourier de  $x_n$  é

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (\text{A.3})$$

onde  $k = 0, \dots, N-1$  é o índice de freqüência. A transformada de Fourier de uma função ondaleta  $\psi(t/s)$  é dada por  $\hat{\psi}(s\omega)$ . Como as TCW são calculadas no espaço de Fourier, pelo teorema da convolução, a TCW é

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (\text{A.4})$$

em que a freqüência angular  $\omega_k$  é definida por

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N\delta t} \quad \text{quando } k \leq \frac{N}{2} \quad (\text{A.5})$$

$$\omega_k = \frac{-2\pi k}{N\delta t} \quad \text{quando } k > \frac{N}{2} \quad (\text{A.6})$$

A função de ondaleta em cada escala  $s$  é normalizada para se ter potência unitária para que as TCW sejam comparáveis entre si e com as transformadas de outras séries temporais:

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \left( \frac{2\pi s}{\delta t} \right)^{1/2} \hat{\psi}_0(s\omega_k) \quad (\text{A.7})$$

O termo  $\hat{\psi}_0$  é normalizado para ter potência unitária, isto é,

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\hat{\psi}_0(\omega')|^2 d\omega' = 1 \quad (\text{A.8})$$

Usando essa normalização tem-se, em cada escala:

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}(s\omega_k)|^2 = N \quad (\text{A.9})$$

onde  $N$  é o número de pontos.

### **Espectro de potência da ondaleta**

Como a função de ondaleta  $\psi(\eta)$  é complexa, em geral, a TCW também é e pode ser dividida em parte real  $\Re\{W_n(s)\}$  e parte imaginária  $\Im\{W_n(s)\}$  ou em amplitude  $|W_n(s)|$  e fase  $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$ . Logo, o espectro de potência pode ser definido como  $|W_n(s)|^2$ . Usando a normalização em (A.7), e referindo-se a (A.4), o valor esperado para  $|W_n(s)|^2$  é igual a  $N$  vezes o valor esperado para  $|\hat{x}_k|^2$ . Para uma série temporal de ruído-branco, esse valor esperado é  $\sigma^2/N$ , onde  $\sigma^2$  é a variância. Assim, para um processo de ruído-branco, o valor esperado para a transformada de Ondaleta é  $|W_n(s)|^2 = \sigma^2$ , para qualquer  $n$  e  $s$ . Logo, a normalização por  $1/\sigma^2$  dá uma medida da potência relativa ao ruído branco.

### **Cone de influência**

Como as séries temporais são de comprimento finito, erros ocorrerão no início e no fim do

espectro de potência da ondaleta, visto que a transformada de Fourier em (A.4) assume dados cíclicos. Uma solução é preencher a série com zeros até que seu comprimento atinja a próxima potência de 2. Entretanto, executando esse preenchimento, descontinuidades são introduzidas no final da série e, para grandes escalas, a amplitude diminui. Logo, o cone de influência é a região do espectro de potência onde os efeitos de borda são importantes, como o tempo de decaimento (*e-folding time*) para a auto-correlação da potência da ondaleta em cada escala. Esse tempo é escolhido de modo que a potência da ondaleta diminua por um fator de  $e^{-2}$  para uma descontinuidade e, para que, além daquele ponto, os efeitos de borda sejam desprezíveis. Valores do espectro de potência da ondaleta que estiverem dentro desse cone não devem ser analisados.

### Extensões da análise de ondaleta

Uma dessas extensões que será usada nesse trabalho é a filtragem, já que, a TCW é um filtro passa-banda de forma uniforme. Logo, pode ser construída uma série temporal filtrada dada por

$$x'_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=j_1}^{j_2} \frac{\Re \{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}} \quad (\text{A.10})$$

Esse filtro tem uma função resposta dada pela soma das funções de ondaleta entre as escalas  $j_1$  e  $j_2$ .



## APÊNDICE B

### FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF)

A decomposição em EOF é uma técnica estatística multivariada que possui duas vantagens básicas. Permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação. Também permite investigar processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas de curto prazo. Assim, é possível explorar as variações conjuntas no espaço e no tempo de determinada variável.

A análise de dados utilizando EOF tornou-se um procedimento amplamente utilizado em Meteorologia e Oceanografia, desde os anos 50. A formulação matemática desta técnica pode ser encontrada detalhadamente em Kutzbach (1967) ou Hardy e Walton (1978).

Seja um campo geofísico qualquer definido como uma matriz  $\mathbf{F}$  ( $N \times M$ ) com  $M$  variáveis e  $N$  observações. Seja o vetor  $\mathbf{f}_m$  correspondente à  $m$ -ésima coluna de  $\mathbf{F}$  com  $N$  elementos, assim,  $f_{nm}$  é a  $n$ -ésima observação da  $m$ -ésima variável.

$$\mathbf{f}_m = \begin{pmatrix} f_{1m} \\ f_{2m} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ f_{Nm} \end{pmatrix} \quad (\text{B.1})$$

Tendo em vista que o interesse é por problemas de variância e covariância, são usadas anomalias normalizadas, ou seja, a matriz  $\mathbf{F}$  é tal que os elementos de cada coluna têm média nula e variância um.

O que se quer é determinar um vetor  $\mathbf{f}$  que tenha a mais alta semelhança com todos os vetores (coluna) da observação  $\mathbf{f}$  simultaneamente, onde a semelhança é dada pelo produto interno ao

quadrado e normalizado entre o vetor  $\mathbf{e}$  e o vetor  $\mathbf{f}$ . Assim, fazendo-se a média para todos os vetores  $\mathbf{f}$ , equivale a aplicar uma transformação linear a  $\mathbf{F}$ , digamos  $\mathbf{E}$ , de modo que seja retida a variância máxima, ou seja:

$$\text{Var}(FE) = \max$$

Para que essa condição seja satisfeita, define-se outro sistema de variáveis, tal como:

$$V = F_{N \times M} E_{M \times M}$$

e calcula-se a variância de  $\mathbf{V}$  impondo a condição de que tal variância seja máxima.

$$\begin{aligned} \text{Var}(V) &= \frac{\sum (V)^2}{N} = \frac{(FE)'(FE)}{N} \\ \text{Var}(V) &= \frac{E' F' FE}{N} \\ \text{Var}(V) &= E' RE \end{aligned} \tag{B.2}$$

onde  $\mathbf{R}$  é a matriz de correlação, simétrica de ordem  $M$ , na qual um elemento  $r_{ij}$  é dado por:

$$r_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ik} f_{kj}$$

ou

$$R = \frac{1}{N} F' F \tag{B.3}$$

onde a linha (') denota a transposta.

De (B.2) tem-se que a matriz de variância de  $\mathbf{V}$  é uma matriz diagonal  $\mathbf{L}$ . Ou seja:

$$\text{Var}(V) = (V' V) = E' RE = L \tag{B.4}$$

A variância total dos elementos de  $\mathbf{F}$  é dada pelo traço de  $\mathbf{R}$ , que será preservada pela transformação  $\mathbf{E}$ . É assumido que  $\mathbf{E}'\mathbf{E} = \mathbf{I}$ , ou seja:

$$(e_i, e_j) = e_i' e_j = \begin{cases} 1, i = j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad (\text{B.5})$$

A maximização da quantidade dada em (B.2) com as condições (B.5) é um problema de valor característico, ou seja, multiplicando-se (B.4) por  $\mathbf{E}$  tem-se:

$$\mathbf{E}\mathbf{E}'\mathbf{R}\mathbf{E} = \mathbf{R}\mathbf{E} = \mathbf{L}\mathbf{E}$$

ou

$$\mathbf{R}\mathbf{E} = \mathbf{L}\mathbf{E} \quad (\text{B.6})$$

ou ainda

$$(\mathbf{R} - \mathbf{L})\mathbf{E} = 0 \quad (\text{B.7})$$

Para satisfazer (B.7) tem-se que:

$$|\mathbf{R} - \mathbf{L}| = 0$$

A matriz  $\mathbf{E}$  é de grau  $M$  e ortogonal e suas colunas são autovetores  $e_1, e_2, \dots, e_m$ , e  $\mathbf{L}$  é uma matriz diagonal ( $M \times M$ ) cujo  $i$ -ésimo elemento da diagonal,  $\lambda_i$ , é o autovalor associado a  $e_i$ , que é a  $i$ -ésima coluna de  $\mathbf{E}$ . Os valores das matrizes  $\mathbf{E}$  e  $\mathbf{L}$  podem ser calculados por técnicas conhecidas para problemas de autovalores e autovetores. Os  $e_i$  são ortogonais e os  $\lambda_i$  são reais e positivos, por  $\mathbf{R}$  ser uma matriz real e simétrica.

Agora, supõe-se que os elementos de  $\mathbf{L}$  e as colunas de  $\mathbf{E}$  tenham sido arranjadas de tal forma que  $e_1$  é associado a  $\lambda_1$ , o maior autovalor de  $\mathbf{R}$ ,  $e_2$  é associado a  $\lambda_2$ , o seguinte maior autovalor de  $\mathbf{R}$  e assim sucessivamente. Sabendo que para matrizes ortogonais a transposta é igual à inversa e combinando as equações (B.3) e (B.6) temos:

$$E'FE=LN \quad (B.8)$$

fazendo

$$C=EF' \quad (B.9)$$

onde  $C$  é uma matriz  $M \times N$ .

De (B.9) pode se mostrar que cada linha de  $C$ , por exemplo  $C_{in}$ , com  $n=1, \dots, N$  representa a projeção do  $n$ -ésimo vetor observação sobre o  $i$ -ésimo autovetor. Estes são conhecidos como as  $M$  componentes principais.

Finalmente, substituindo a equação (B.9) na equação (B.8):

$$CC'=LN \quad (B.10)$$

isto é, os autovetores linha de  $C$  são ortogonais, então não somente os autovetores mas também os coeficientes associados a eles são ortogonais, isto é:

$$C_i C_j' = \begin{cases} 1, i = j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad (B.11)$$

Assim, a variância máxima se explica escolhendo em ordem os vetores associados com os autovalores mais altos de  $\mathbf{R}$ . Desde que  $\mathbf{R}$  seja simétrica, o traço de  $\mathbf{R}$  é igual ao traço de  $\mathbf{L}$  ( $\text{tr}(\mathbf{R}) = \text{tr}(\mathbf{L})$ ), onde cada autovalor  $\lambda_i$  retém uma fração da variância total explicada.

$$\frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^M \lambda_i} \quad (B.12)$$

Assim, tem-se como resultado: as componentes principais, que são as séries temporais que descrevem a evolução temporal da variabilidade analisada; os autovalores que dão as porções de variância explicada para cada componente principal e os autovetores que são padrões espaciais associados com cada componente principal e que fornece a configuração espacial a cada modo. Normalmente, em vez de representar os resultados em termos de autovetores, eles são

representados em termos de correlação. A correlação entre as componentes principais e a série original que entra no cálculo das EOF em cada ponto de grade é conhecida como *loadings*, que têm configuração exatamente igual a dos autovetores correspondentes.



**ANEXO A - PRIMEIRO ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY***

**INTITULADO:**

**DETERMINATION OF THE ONSET DATES OF THE RAINY SEASON IN CENTRAL AMAZON WITH EQUATORIALLY ANTISYMMETRIC OUTGOING LONGWAVE RADIATION**

*Sâmia Regina Garcia*

*e*

*Mary Toshie Kayano*

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
São José dos Campos, São Paulo, Brazil*





# Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation

Sâmia R. Garcia · Mary T. Kayano

Received: 9 May 2008 / Accepted: 30 October 2008  
© Springer-Verlag 2008

**Abstract** The present work provides a new methodology to determine onset dates of the rainy season (ONR) in central Amazon (CAM) using the antisymmetric in relation to the equator outgoing longwave radiation (OLR) (AOLR) data, for the 1979–2006 period. Spatial averages of the AOLR ( $\overline{AOLR}$ ) over the CAM for the ONR periods are obtained. These periods correspond to 25 pentads centered on the mean pentad for the ONR. The sign changes from positive to negative of the  $\overline{AOLR}$  for the ONR periods indicate the transition from dry to wet season. Composites of several variables are done for pentads before and after the ONR dates. These composites show physically consistent features. The potential of the  $\overline{AOLR}$  time series as an index for monitoring tasks is analyzed. The results here show that the  $\overline{AOLR}$  for the ONR period captures the transition from dry to wet conditions in the CAM area during 2006. The advantages of this method are discussed. The new simple method proposed here seems to be efficient in determining the ONR in the CAM.

## 1 Introduction

The outgoing longwave radiation (OLR) data has been used in a number of studies to infer the monsoon tropical

convection (e.g., Janowiak et al. 1985; Horel et al. 1989; Mitchell and Wallace 1992; Wang 1994; Hastenrath 1997; Matsumoto and Murakami 2000). Murakami and Nakazawa (1985) suggested that the seasonal variations of the OLR are better examined in the symmetric and antisymmetric components of this variable, in relation to the equator. They found that the symmetric component does not show the monsoon character, whereas the antisymmetric (AOLR) component reflects mainly the seasonal alternation between the northern and southern hemisphere (NH and SH) summers. Using this method, they found strong convective activities over equatorial Africa, the maritime continent and South America, where the equatorially AOLR field changes signs between the NH and SH during the monsoon establishments. Matsumoto and Murakami (2002) confirmed these results and found annual standing oscillations of the AOLR component over the equatorial continents, including equatorial South America. Therefore, these results strongly suggest that the South American Monsoon System (SAMS) convection features might be better identified in the AOLR component.

The SAMS is the major system modulating the summer rainfall over tropical South America, and develops in the continental low latitudes in response to the seasonal changes in the continent-ocean thermal contrast (Vera et al. 2006). Except for the absence of the typical seasonal reversions in wind directions, the SAMS presents most of the continental monsoon features (Rao et al. 1996; Zhou and Lau 1998; Gan et al. 2004; Grimm et al. 2004). The SAMS wet season begins in the equatorial Amazon, propagates rapidly eastward and southeastward during the austral spring and is well developed by the summer (e.g., Kousky 1988; Horel et al. 1989; Rao et al. 1996; Marengo

---

S. R. Garcia (✉) · M. T. Kayano  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/ CPTEC,  
Avenida dos Astronautas, 1758,  
12227-010 São José dos Campos, SP, Brazil  
e-mail: samia.garcia@cptec.inpe.br

M. T. Kayano  
e-mail: mary.kayano@cptec.inpe.br

et al. 2001; Gan et al. 2004; Vera et al. 2006). In this season, the major convective activity over central Brazil and vicinities is linked to that in the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) region (Kodama 1992, 1993). The SAMS demise starts during the austral autumn, when the intense precipitation over the Amazon weakens and migrates northwestward.

Several papers have focused on the methods to determine the onset and demise of the rainy season (ONR and DER) associated with the SAMS, mainly in the Amazon Basin because this is the central region of the SAMS. Kousky (1988), using gridded pentad OLR data over South America for the 1979–1987 period, proposed criteria to determine the ONR and DER: the ONR (DER) pentad is characterized by OLR lower (greater) than  $240 \text{ W/m}^2$ , the preceding 12 pentads consist of at least ten with OLR greater (lower) than  $240 \text{ W/m}^2$ , and the following 12 pentads consist of at least ten with OLR lower (greater) than  $240 \text{ W/m}^2$ . Kousky (1988) found that the convection over northwestern South America expands southeastward from late August to the end of September, and the rainy season is well established over the Amazon Basin by mid-December. The convection starts to retreat northwestward by late February so that the main convection area is in the NH in April and May. Similar results have been obtained by Marengo et al. (2001) who used precipitation threshold to determine the ONR and DER dates for the Amazon Basin during the 1979–1996 period. They also confirmed Horel et al. (1989) findings that ONR is established more rapidly than the DER. Horel et al. (1989) showed that the Bolivian high system (BHS) (Virji 1981) develops rapidly during ONR as a response to the latent heat release.

Gan et al. (2004) identified ONR and DER dates for the western central Brazil using precipitation and 850-hPa zonal wind data. They found more variability in the ONR dates than in the DER dates, which they justified by the possible influences of the transient systems to start and organize the convection during the ONR. They also confirmed previous results on the northwest-southeast orientation of the convection associated with the SAMS (Kousky 1988; Horel et al. 1989; Marengo et al. 2001).

Wang and Fu (2002) defined an index of the 925-hPa meridional wind average in the area bounded at  $5^\circ\text{S}$ ,  $5^\circ\text{N}$ ,  $65^\circ\text{W}$ , and  $75^\circ\text{W}$  (V index) to determine the ONR and DER over the Amazon region. They proposed that an increase in frequency of the northerly (southerly) V index implies on the ONR (DER) over the Amazon. Their result is based on the existence of two circulation regimes, one with a northerly V index when the rainfall is located to the south of the equator, and another with a southerly V index when the rainfall is located in the opposite hemisphere. This work essentially takes into account the seasonal interhemispheric

migration of the convection related to the monsoon in the Americas region.

Except for the OLR, the other variables mentioned above (precipitation and wind components) are not easily available on near real-time basis to routinely calculate an index. So, the OLR seems to be more adequate to be used for the SAMS monitoring purposes. However, the pure OLR contains both monsoon and non-monsoon characters (Murakami and Nakazawa 1985). Therefore, it seems interesting to investigate the potential of the AOLR, which contains most of the monsoon character, in determining the ONR dates in the Amazon Basin. Here, the use of the AOLR to monitor the SAMS is examined and compared with previous papers based on the other parameters. The data and methodology are described in Sect. 2. The index based on the AOLR to detect the ONR dates for the SAMS and the composites of several variables are presented and discussed in Sect. 3. Conclusions are given in Sect. 4.

### 1.1 Data and methodology

Daily 850-hPa air temperature, 500-hPa vertical velocity in pressure coordinate ( $\omega$ ), and 200-hPa zonal and meridional winds in a grid with  $2.5^\circ$  resolution in latitude and longitude are obtained from the National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy Reanalysis-II dataset (Kanamitsu et al. 2002). Daily OLR records observed from the National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA) polar-orbiting satellites have been interpolated to a  $2.5^\circ$  by  $2.5^\circ$  latitude-longitude horizontal grid by Liebmann and Smith (1996). This data is used as a proxy for deep convection in the tropical South American region. The reanalyzed variables and the OLR data are available at <http://www.cdc.noaa.gov>. The study domain is bounded at  $50^\circ\text{S}$ ,  $30^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{W}$ , and  $10^\circ\text{W}$ . The reanalyzed variables are obtained for the 1979–2005 period, and the OLR data, for the 1979–2006 period.

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)-based 3-hourly precipitation estimates in the area limited at  $40^\circ\text{S}$ ,  $20^\circ\text{N}$ ,  $80^\circ\text{W}$  and  $30^\circ\text{W}$  for the period of July 25–November 26 of 2006 are also used. Description of the TRMM data can be found in Huffman et al. (2007). The estimated precipitation data are in a grid with  $0.25^\circ$  resolution in latitude and longitude, and are available at <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM/>. The dataset used is the 3B-42. The combined instrument rain calibration algorithm (3B-42) uses an optimal combination of 2B-31, 2A-12, SSM/I, AMSR and AMSU precipitation estimates, to adjust infrared (IR) estimates from geostationary IR observations. For more details of the algorithm, go to <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>.

In order to remove the influences of the high-frequency transients associated with individual weather events, 5-day

(pentad) non-overlapping means are calculated for all the reanalyzed variables and OLR. According to Murakami and Nakazawa (1985), the AOLR is obtained from:

$$AOLR(x, y) = \frac{OLR(x, y) - OLR(x, -y)}{2} \quad (1)$$

where  $x$  is the longitude and  $y$  is the latitudinal distance to the equator, and  $y=0$  at the equator.

The AOLR is obtained in each grid point in the Central Amazon (CAM) Basin, an area bounded at 2.5°S, 10°S, 62.5°W, and 55°W (Fig. 1), for the 1979–2006 period. This area is a square encompassing the circular area used by Marengo et al. (2001) in their study of the ONR dates in the CAM. For each year, the 25 pentads spanning from pentad 42 to 66 with the central pentad corresponding to the ONR date determined by Marengo et al. (2001) are considered the ONR periods. Twenty-seven ONR periods are taken for the years from 1979 to 2005. Spatial averages of the AOLR ( $\overline{AOLR}$ ) over the CAM for the ONR periods are obtained. The sign change from positive to negative of the  $\overline{AOLR}$  for the ONR periods indicates the transition date from dry to wet season. The dynamical reasoning for the ONR dates is analyzed in the composites of the OLR, 850-hPa air temperature, 500-hPa  $\omega$ , and 200-hPa winds in the area limited at 50°S, 30°N, 110°W, and 10°W. These composites are obtained every two pentad, from six pentads before the ONR date to six pentads after this date. Pentad 0 refers to ONR date.

The new method to determine the ONR dates is tested for the rainy season of 2006 by comparing the  $\overline{AOLR}$  series

from pentad 42 to 66 of 2006 and the maps of the TRMM precipitation data accumulated every 5 non-overlapping days for the pentads corresponding to this period.

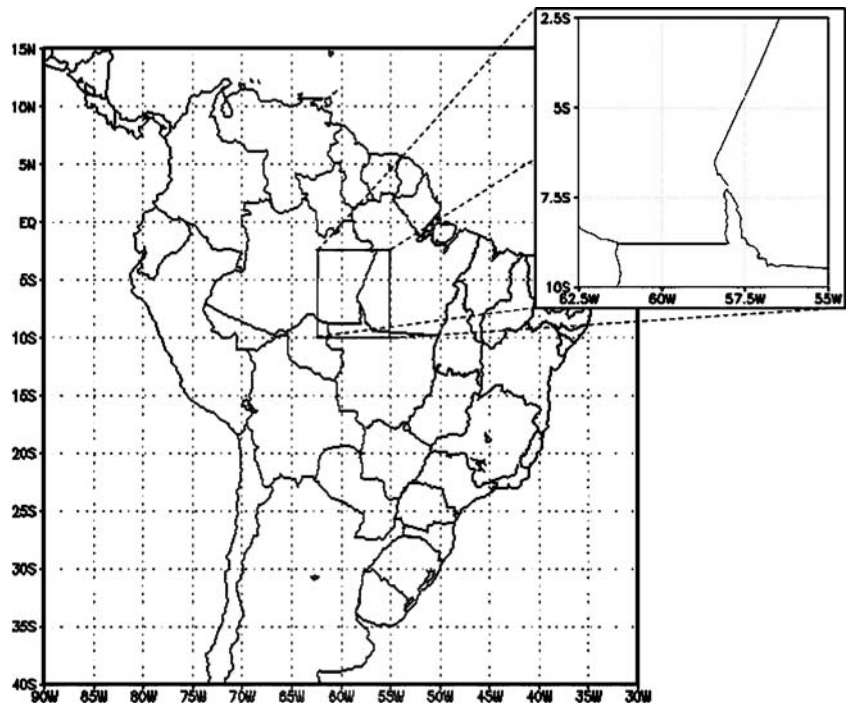
## 2 Results

### 2.1 $\overline{AOLR}$ time series

Figure 2 illustrates the transition from dry to wet season, which occurs within the period from pentad 42 to 66 of each year of the 1979–2005 period. Positive (negative) values of the  $\overline{AOLR}$  time series represent reduced (enhanced) convection in the CAM. Analysis of these time series shows sign alternations from positive to negative in dates within the period from pentad 50 to 58 but varying with the year, with pentad 53 being the mean date (Fig. 2). These dates correspond to those when the monsoon rainy season is triggered in the CAM. This result is in agreement with Marengo et al. (2001) who found pentad 54 as the mean date of the ONR in the CAM.

For some years, the  $\overline{AOLR}$  sign changes definitely from positive to negative, meaning that no positive  $\overline{AOLR}$  values occur after the date of the change. For other years, the  $\overline{AOLR}$  series shows an oscillatory character, with negative and positive  $\overline{AOLR}$  values occurring alternately. This character of the  $\overline{AOLR}$  series might reflect the variation in the tropical convection in the Americas associated with the Madden and Julian oscillation (MJO). Indeed, the largest MJO signals are found over Central America, the equato-

**Fig. 1** Location map of the study area



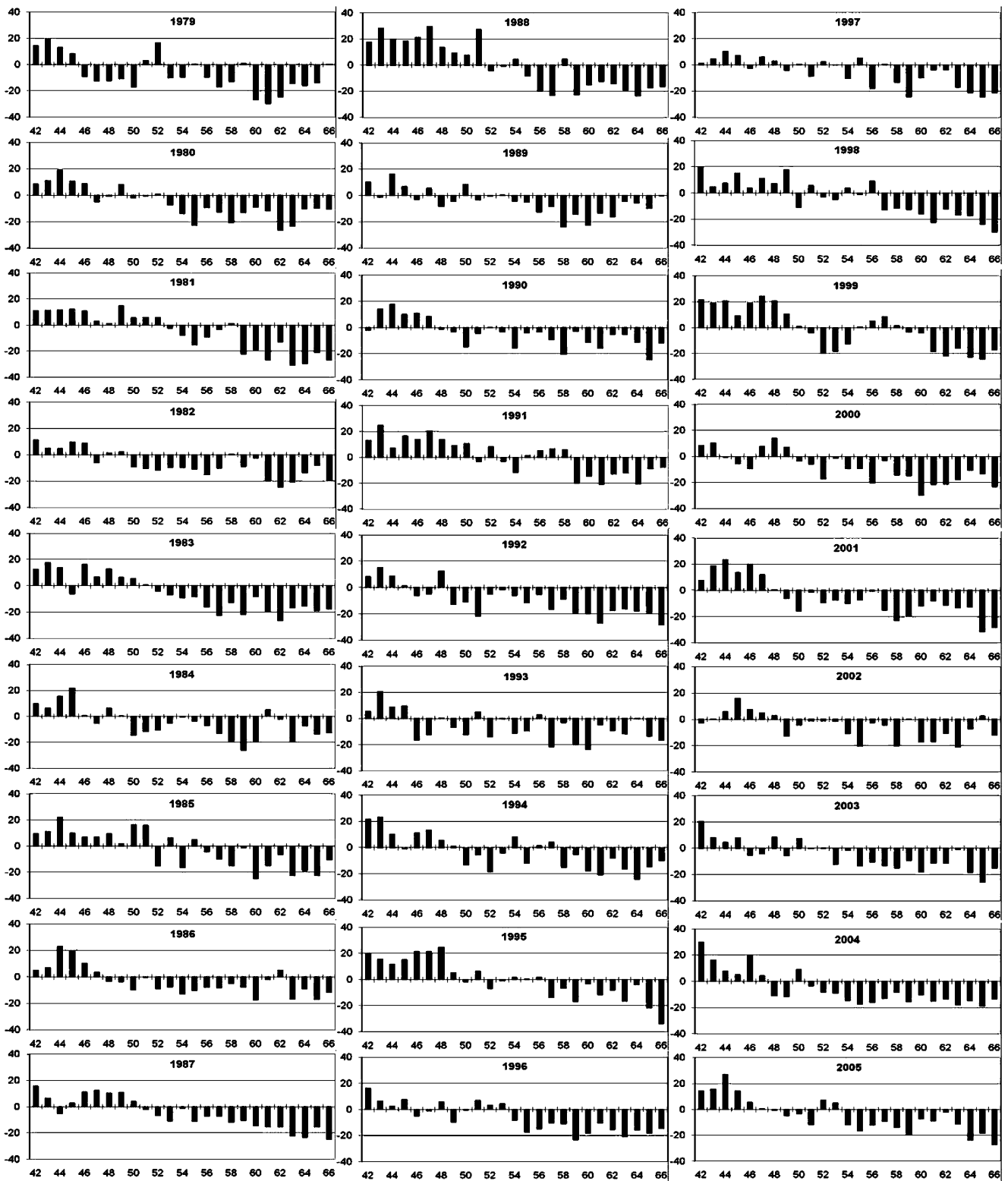


Fig. 2  $\overline{AOLR}$  over the CAM area for the ONR of the years from 1979 to 2005. The units of the ordinate axis are  $W m^{-2}$

rially antisymmetric area to the CAM, during the period from May to September (Kayano and Kousky 1999). However, once the sequence of dominantly positive  $\overline{AOLR}$  values is interrupted, a long sequence (more than 5 pentads)

of positive  $\overline{AOLR}$  values, characteristic of the dry season, does not occur again. So, the ONR might be inferred from the  $\overline{AOLR}$  time series, as the first date with negative  $\overline{AOLR}$  that interrupts the sequence of dominantly positive  $\overline{AOLR}$

values. Table 1 lists the ONR dates for the CAM obtained using this criterion.

An interesting aspect of the ONR is that if the break date occurs before the mean pentad for the ONR (pentad 53), the  $\overline{AOLR}$  sign changes show an oscillatory character. This is the case for the years of 1979, 1984, 1993, 1994, 1997, and 1999. Conversely, if the break date occurs after pentad 53, the ONR is clearly defined. Furthermore, the delayed ONR dates for the El Niño years of 1991, 1994, 1997, and 2002 are in agreement with previous findings (Marengo et al. 2001; Liebmann and Marengo 2001). In addition, delayed ONR dates occurred during the La Niña years of 1988 and 1998; and an early ONR, during the La Niña year of 2000.

## 2.2 ONR composites

Figure 3 illustrates the OLR composites. At pentad  $-6$ , the greatest convective activity (OLR lower than  $220 \text{ W/m}^2$ ) is found in the northwestern Amazon, in Central America, and along the intertropical convergence zones (ITCZ) over the southeastern North Pacific and in the equatorial North Atlantic. The convection weakening in Central America indicates the monsoon transition from the NH to the SH during pentad  $-4$ . Gradually, the convective activity

intensifies as it moves southeastward from pentad  $-2$  to pentad 0. The southeastward expansion of the convection is a typical SAMS characteristic noted before in several papers (Kousky 1988; Horel et al. 1989; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004). The convective activity remains quite strong in most of the Amazon Basin during ONR and pentad+2; intensifies and expands over most of the SAMS region at pentad+4. During this pentad, a convective northwest-southeast oriented band extends from the Amazon region into southeastern South America and from there into the adjacent Atlantic. This convection configuration is related to transient systems that remain nearly stationary in the region to originate the SACZ (Streten 1973; Yasunari 1977; Kodama 1992, 1993). The convection is well established and remains intense in the SAMS region, while no convection is noted in Central America during pentad + 6. Similarities are evident between the OLR composites presented here and those obtained by Horel et al. (1989). Their Fig. 10d (approximately 3 pentads after of the ONR in southeastern Amazon) is quite similar to the composite shown in pentad + 6. The difference of 3 pentads occurs because they considered an area southeast of the CAM.

Figure 4 shows the composites for the 850-hPa air temperature. At pentad  $-6$ , temperatures above 291 K are noted in Central America and adjacent oceanic areas to the north of  $10^\circ\text{N}$  and in the Amazon Basin to the south of the equator. Gradually, temperatures above 291 K occur in a large area of South America to the north of  $20^\circ\text{S}$  and west of  $40^\circ\text{W}$ , which encompasses most of the Amazon Basin, except in two small areas in northwestern South America. This low-level warming occurs from pentad  $-4$  to pentad 0. Once the rainy season settles, temperatures above 291 K remain in the SAMS region, while temperatures lower than 291 K occur in Central America. Therefore, the occurrences of nearly simultaneous relative low-level warming in the SAMS region and cooling in Central America show the seasonal transition of the monsoon systems from the NH to the SH.

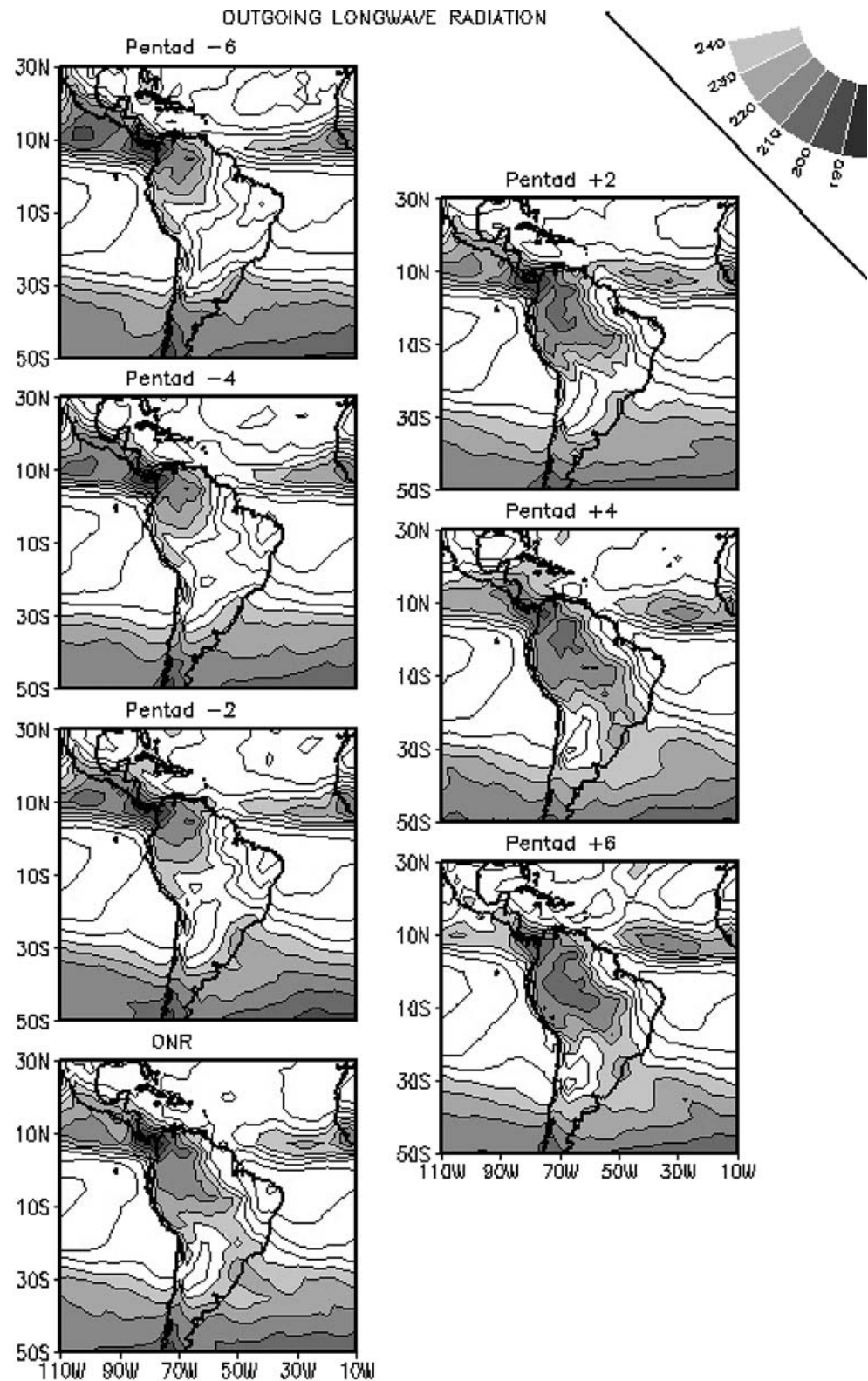
The 500hPa  $\omega$  field shows ITCZ-related upward motions ( $\omega < 0$ ) in a zonal band along  $10^\circ\text{N}$  in the eastern Pacific and Atlantic Oceans, and in Central America, during pentads  $-6$  and  $-4$  (Fig. 5). The intensified upward motions in the CAM area during pentad  $-2$  (Fig. 5) are consistent with the enhanced convection and low-level warming noted in this area (Figs. 3 and 4). Gradually, from pentad  $-2$  to +4 the upward motions ( $\omega < 0$ ) intensify and occupy most of the SAMS area with the largest magnitudes along the SACZ. The intensified upward motions are consistent with low OLR values in the SACZ region in particular during pentad +4. Once the monsoon-wet season settles at pentad +6, upward motions ( $\omega < 0$ ) are noted in most of the South American continent and downward motions ( $\omega > 0$ ) occur over Central America.

**Table 1** ONR pentads in the CAM

Years	ONR
1979	46
1980	53
1981	53
1982	50
1983	52
1984	50
1985	56
1986	48
1987	51
1988	55
1989	54
1990	49
1991	59
1992	49
1993	46
1994	58
1995	57
1996	54
1997	58
1998	57
1999	59
2000	50
2001	49
2002	49
2003	53
2004	51
2005	54



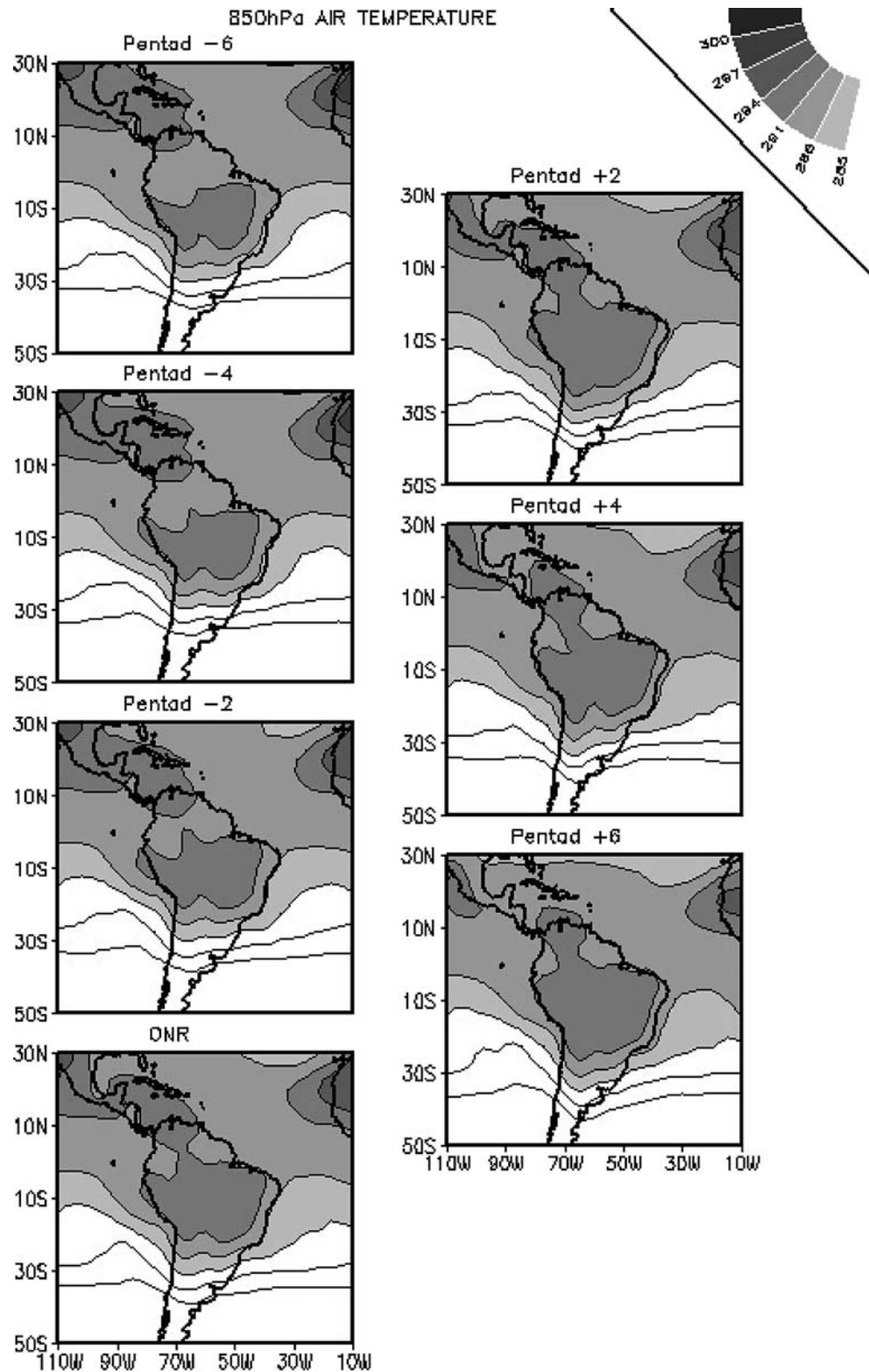
**Fig. 3** OLR composites for the ONR period. Contour interval is  $10 \text{ W m}^{-2}$ . Light to dark shading starts for the contour of  $240 \text{ W m}^{-2}$



The SAMS establishment is also accompanied by the development of the BHS, that is related to the cross equatorial northeasterly flow in the longitudinal band between  $110^{\circ}\text{W}$  and  $50^{\circ}\text{W}$ , which turns eastward around

$10^{\circ}\text{S}$ , by pentads  $-6$  and  $-4$  (Fig. 6). Since the mean pentad of the ONR is pentad 53, pentads  $-6$  and  $-4$  correspond to pentads 47 and 49, which are in late austral winter. During this period, the dominant upper-level westerly flow to the

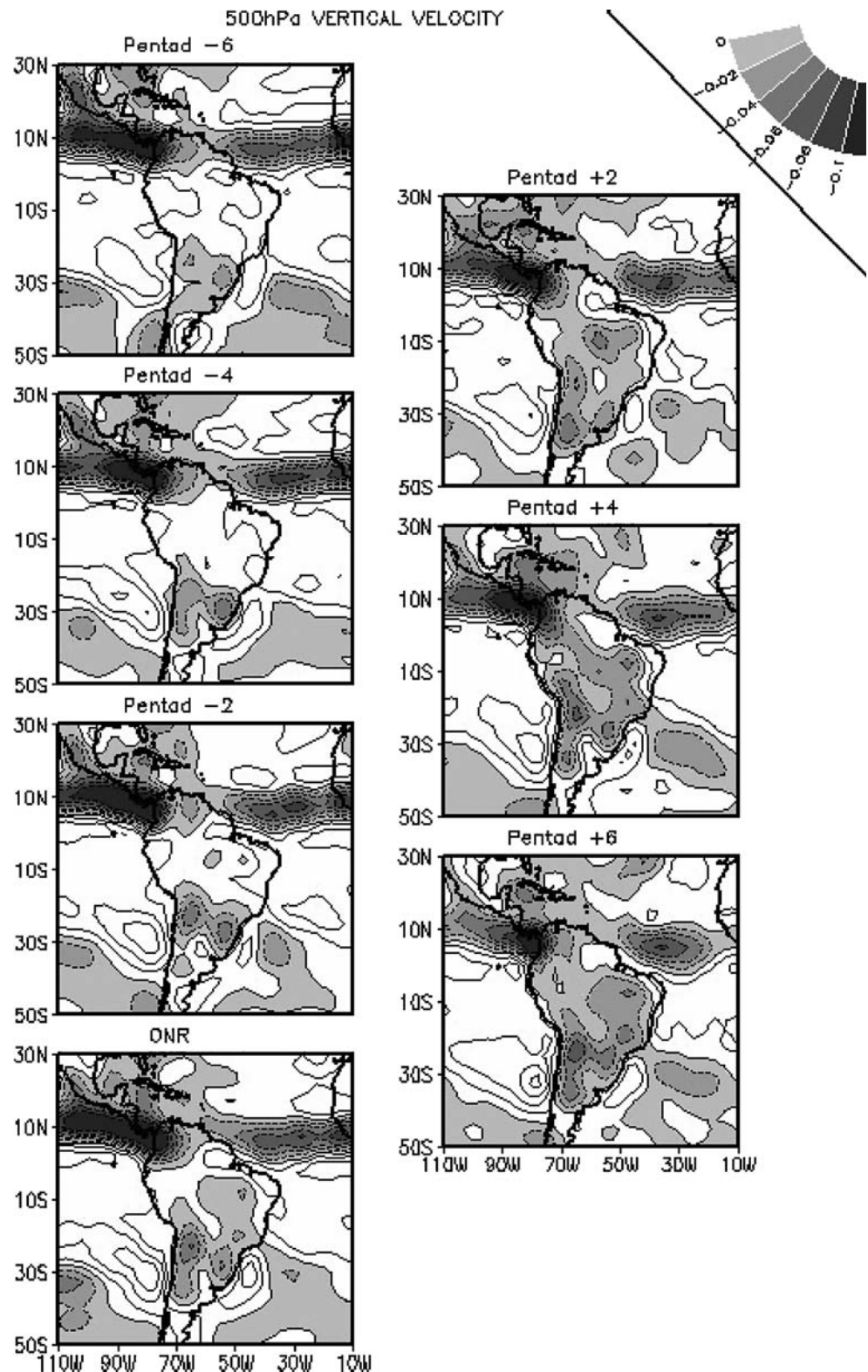
**Fig. 4** 850-hPa air temperature composites for the ONR period. Contour interval is 3 K. Light to dark shading starts for the contour of 285 K



south of 10°S contributes to the eastward turning of the northeasterly flow. Gradually, the northeasterly flow becomes more meridional creating a closed upper-level anticyclonic circulation in northern Brazil and a downstream trough in the Atlantic close to the northeastern

Brazil coast during pentads -2 and 0. While this anticyclone moves southwestward to settle over Bolivia, the downstream trough is well established during pentads +2, +4 and +6. On average, these pentads correspond to pentads 55, 57, and 59 and refer to the middle of spring.

**Fig. 5** 500-hPa vertical velocity composites for the ONR period. Contour interval is  $0.02 \text{ Pa s}^{-1}$ . Light to dark shading starts for the contour of  $0 \text{ Pa s}^{-1}$

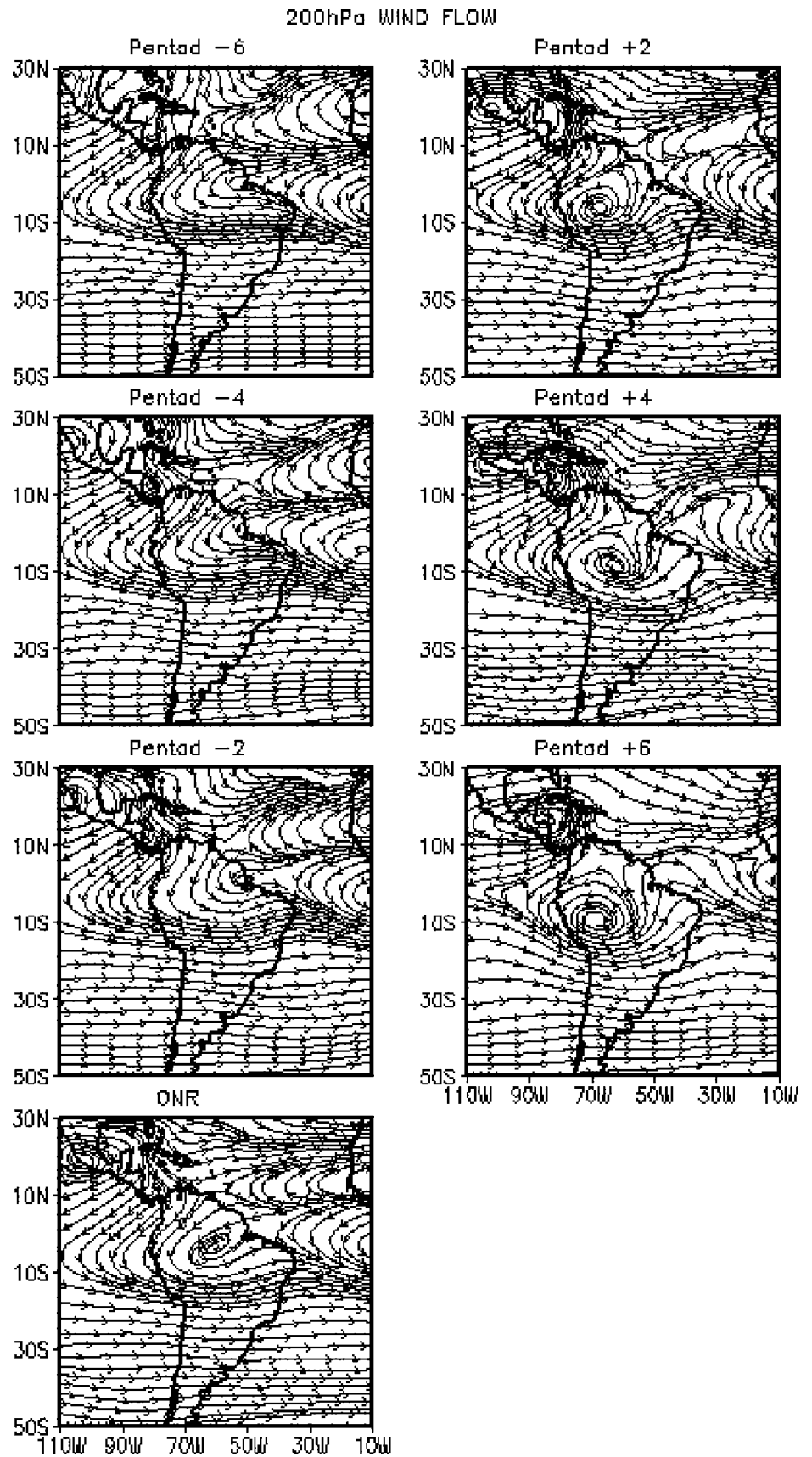


This result, together with the low-level warming as shown in the 850-hPa temperature field, is in agreement with Zhou and Lau (1998). They related the anticyclone noted over northwestern Amazon during spring to the intense sensible heating of the elevated lands east of the Andes.

The analyses above for the ONR showed physically consistent evolving fields which represent the seasonal transition of the monsoon systems from the NH to the SH. Therefore, the use of the AOLR field within the context proposed here seems to be efficient in detecting the ONR



**Fig. 6** 200-hPa wind-flow composites for the ONR period



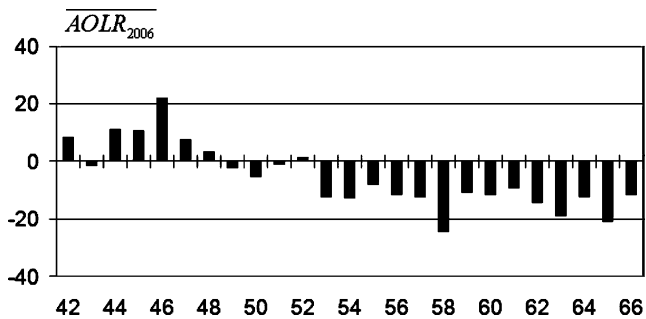


Fig. 7  $\overline{AOLR}_{2006}$  over the CAM area for the ONR of 2006

dates. In order to evaluate this technique for monitoring tasks, the spatial averages of the AOLR over the CAM from pentad 42 to 66 of 2006 ( $\overline{AOLR}_{2006}$ ) are calculated and compared to the TRMM-based precipitation fields for these pentads.

### 2.3 $\overline{AOLR}_{2006}$ and precipitation

The  $\overline{AOLR}_{2006}$  time series for the ONR period of 2006, displayed in Fig. 7, indicates that the ONR date is pentad 53. For evaluation purposes, maps of the TRMM-based precipitation are obtained for the period from pentad 49 to 58 (Fig. 8). Precipitations above 6 mm/pentad are noted in the northwestern Amazon, along the ITCZ over the eastern Pacific and Atlantic Oceans, in Central America, and in southeastern South America at pentad 49, when the small but negative  $\overline{AOLR}_{2006}$  indicates weak convection conditions in the CAM area. The rainfall becomes more intense in the Amazon Basin, including the CAM area at pentad 50, which is consistent with the increase in magnitude of the negative  $\overline{AOLR}_{2006}$ . During the two subsequent pentads, the configuration remains almost unaltered, except that the rainfall is reduced in Central America and is absent in the CAM area. Consistently, the  $\overline{AOLR}_{2006}$  remaining negative but decreasing in magnitude at pentad 51 and becoming positive at pentad 52 is indicative of dry conditions in the CAM area. Precipitations above 6 mm/pentad are found in most of the area extending from northwestern Amazon to southeastern South America, including the CAM region at pentad 53. Gradually, precipitations above 6 mm/pentad extend from the Amazon Basin, where the strongest precipitation remains, to southeastern South America, resulting in a well-established SACZ pattern by pentads 57 and 58. Rainfall is absent in Central America at pentad 58. Consistently, the negative  $\overline{AOLR}_{2006}$  values (most of

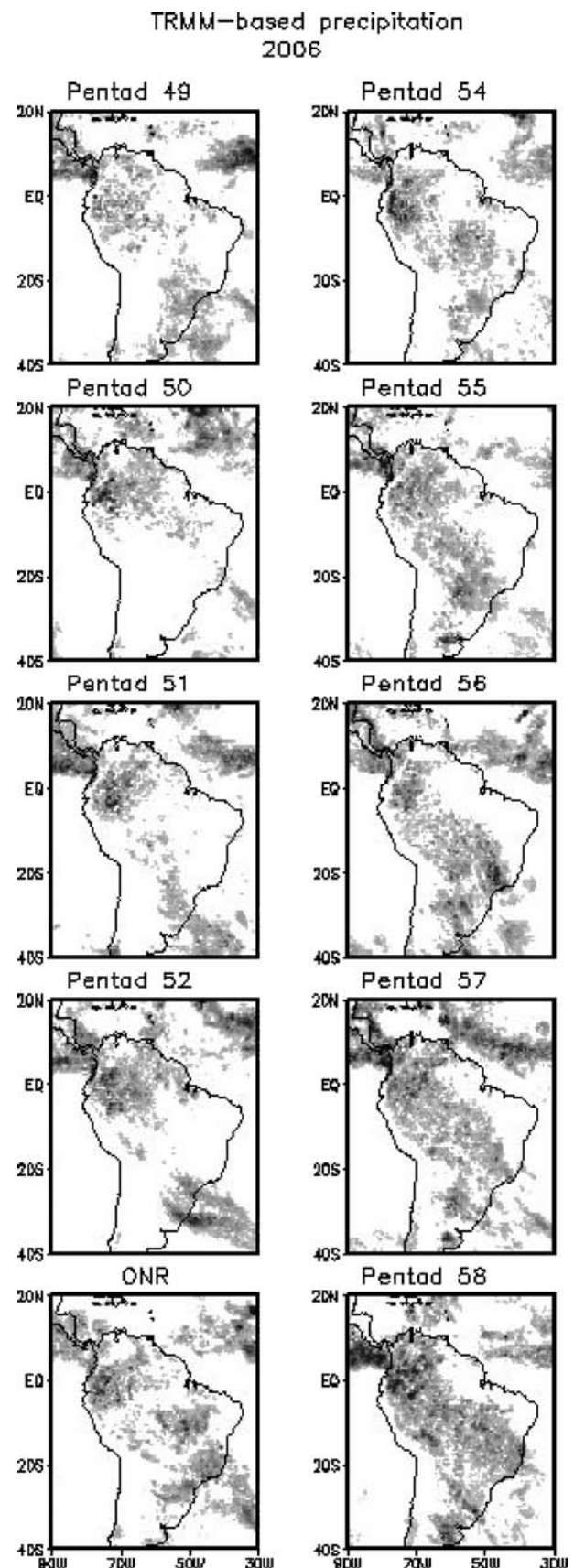


Fig. 8 TRMM-based precipitation for the pentads indicated in the panels for the 2006 year. Light to dark shadings indicate values greater than 6 mm/pentad

them smaller than  $-10 \text{ W m}^{-2}$ ) are indicative of the wet conditions in the CAM area from pentad 53 to 58. Furthermore, the precipitation evolving features are also coherent with the convection evolving characteristics related to the SAMS rainy season described in previous papers (Kousky 1988; Horel et al. 1989; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004). So, the  $\overline{AOLR}_{2006}$  values for the ONR period give a reasonable indication of when wet conditions are established in the CAM area.

### 3 Conclusions and summary

Antisymmetric in relation to the equator pentad outgoing longwave radiation (AOLR) data is used to investigate the onset of the rainy season (ONR) in the Central Amazon (CAM) Basin for the 1979–2006 period. The CAM is limited at  $2.5^{\circ}\text{S}$ ,  $10^{\circ}\text{S}$ ,  $62.5^{\circ}\text{W}$  and  $55^{\circ}\text{W}$ . Spatial averages of the AOLR ( $\overline{AOLR}$ ) over the CAM for the ONR periods are obtained. The ONR periods refer to the interval from pentad 42 to 66 of the years from 1979 to 2005. The sign change of the  $\overline{AOLR}$  from positive to negative indicates the ONR date.

Analyses of the  $\overline{AOLR}$  time series show that the ONR in the CAM in some cases might present an oscillatory feature. Since the AOLR includes inter-hemispheric convection features, the ONR in the CAM correspond to DER in the NH area antisymmetric to the CAM, which is approximately the area including Suriname and French Guiana. Comparing the mean ONR date obtained here (pentad 53) with that obtained by Marengo et al. (2001) who used precipitation data (pentad 54) and Kousky (1988) who used the OLR data (pentad 50), the mean ONR date is closer that found by Marengo et al. (2001). So, the AOLR data rather than the pure OLR data seems to represent better the transition from dry to wet conditions in the CAM region.

The composites of the OLR, 850-hPa air temperature, 500-hPa vertical motion in pressure coordinate, and 200-hPa winds provided the physically coherent evolving features of the analyzed fields during the ONR period, which are in agreement with previous findings on the SAMS (e.g., Kousky 1988; Horel et al. 1989; Rao et al. 1996; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004; Vera et al. 2006). These features are the displacement of the convection from northwestern Amazon to southeastern South America; the upward motions, a relative warming over the continent; and the presence of the Bolivian high system.

The present work provides a new methodology to determine the ONR dates of the SAMS using the AOLR data. This method is evaluated using the spatial average for the ONR period of 2006 from pentad 42 to 66 ( $\overline{AOLR}_{2006}$ ), and the TRMM-based precipitation maps. The  $\overline{AOLR}_{2006}$

for the ONR period gives a reasonable indication of when a wet condition is established in the CAM area.

This method is more advantageous in relation to those proposed in previous papers. First, it depends solely on the OLR data, which are available on near real-time basis to routinely calculate an index. This is not the case of the indices based on precipitation. Besides, the ONR date is simply detected by the sign change of the  $\overline{AOLR}$  series, thus, it does not depend on the threshold values. Previous methods use threshold values of a given variable to detect the ONR (Kousky 1988; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004). Marengo et al. (2001) observed that the onset dates are quite sensitive to the threshold chosen. They found that the southeastward expansion of the convection, a typical characteristic of the SAMS (Kousky 1988; Horel et al. 1989), is reversed when the threshold is doubled. The northward progression of the convection during the SAMS establishment was also noted by Liebmann and Marengo (2001), who used rainfall accumulation index. Thus, the onset dates might be biased due to the methods based on thresholds. The new method here shows an improvement on this aspect, because it does not depend on the threshold values. Thus, the method proposed here might be useful for monitoring purposes for the ONR in monsoon areas. However, it is noteworthy that the present study is limited to only one area. So, the method should be tested in other areas.

**Acknowledgements** The authors were partially supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil. This work is part of the first author's doctoral thesis. Thanks are due to Mr. Alan J. P. Calheiros for helping to read the TRMM-based precipitation data. Thanks are also due to two anonymous reviewers for their useful comments on an earlier version of this work.

### References

- Gan MA, Kousky VE, Ropelewski CF (2004) The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *J Climate* 17:47–66
- Grimm AM, Vera CS, Mechoso CR (2004) The South American Monsoon System. Proceeding of the 3rd International Workshop on Monsoons. Hangzhou, China, November, 2–6, 2004
- Hastenrath S (1997) Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. *J Geophys Res* 102:4267–4274
- Horel JD, Hahmann AN, Geisler JE (1989) An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J Climate* 2:1388–1403
- Huffman GJ, Adler RF, Bolvin DT, Gu G, Nelkin EJ, Bowman KP, Hong Y, Stocker EF, Wolff DB (2007) The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeorology* 8:38–55
- Janowiak JE, Krueger AF, Arkin PA, Gruber A (1985) Atlas of outgoing longwave radiation derived from NOAA satellite data,

- NOAA Atlas No. 6, U.S. Dept. of Commerce, NOAA, NWS, NESDIS, Washington, DC, 44 pp
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang S-K, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL (2002) NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull Am Meteorol Soc* 83:1631–1643
- Kayano MT, Kousky VE (1999) Intraseasonal (30–60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. *Tellus* 51A:373–386
- Kodama YM (1992) Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J Meteorol Soc Jpn* 70:813–836
- Kodama YM (1993) Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J Meteorol Soc Jpn* 71:581–610
- Kousky VE (1988) Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev Bras Meteor* 3:217–231
- Liebmann B, Smith CA (1996) Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation data set. *Bull Am Meteorol Soc* 77:1275–1277
- Liebmann B, Marengo J (2001) Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *J Climate* 14:4308–4318
- Marengo J, Liebmann B, Kousky VE, Filizola N, Wainer I (2001) On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J Climate* 14:833–852
- Matsumoto J, Murakami T (2000) Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric OLR data. *J Meteorol Soc Jpn* 78:543–561
- Matsumoto J, Murakami T (2002) Seasonal migration of monsoons between the northern and southern hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric OLR data. *J Meteorol Soc Jpn* 80:419–437
- Mitchell TP, Wallace JM (1992) Annual cycle in equatorial convection and sea-surface temperature. *J Climate* 5:1140–1156
- Murakami T, Nakazawa T (1985) Transition from the southern to northern hemisphere summer monsoon. *Mon Wea Rev* 113:1470–1486
- Rao VB, Cavalcanti IFA, Hada K (1996) Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J Geophys Res* 101:23539–26551
- Streten NA (1973) Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern hemisphere. *Mon Wea Rev* 101:486–495
- Vera C, Higgins W, Amador J, Ambrizzi T, Garreaud R, Gochis D, Lettenmaier DD, Marengo J, Mechoso CR, Paegle JN, Silva Dias PL, Zhang C (2006) A unified view of the American Monsoon Systems. *J Climate* 19:4977–5000
- Virji H (1981) A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon Wea Rev* 109:599–610
- Wang B (1994) Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J Climate* 7:1109–1118
- Wang H, Fu R (2002) Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. *J Climate* 15:1591–1608
- Yasunari T (1977) Stationary waves in the southern hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. *J Meteorol Soc Jpn* 55:274–285
- Zhou JY, Lau KM (1998) Does a monsoon climate exist over South America? *J Climate* 11:1020–1040

**ANEXO B - SEGUNDO ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY***

**INTITULADO:**

**SOME EVIDENCE ON THE RELATIONSHIP BETWEEN THE SOUTH AMERICAN MONSOON AND THE ATLANTIC ITCZ**

*Sâmia Regina Garcia*

*e*

*Mary Toshie Kayano*

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
São José dos Campos, São Paulo, Brazil*





# Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ

Sâmia R. Garcia · Mary T. Kayano

Received: 7 November 2008 / Accepted: 27 January 2009  
© Springer-Verlag 2009

**Abstract** The seasonal variations of convection associated with the South American monsoon system (SAMS) are analyzed using pentad means of outgoing longwave radiation (OLR) data during the 1979–2006 period. The data is filtered for the 0.4–1.2 year scale and an empirical orthogonal function (EOF) analysis is applied. The results provide three dominant modes with distinct convective features, which are referred to as: equatorially antisymmetric, intertropical convergence zone (ITCZ) and symmetric modes. The first two modes vary in an annual scale, and the latter one in a semiannual scale. The evolving aspects of these modes are studied by correlating (lagged and simultaneously) the principal component of each mode and the filtered OLR time series. The antisymmetric and the ITCZ modes evolve smoothly into each other reflecting the northwestward and northeastward propagation of convective activity. The propagation rates vary depending on development stage and region considered. On the other hand, the symmetric mode with the largest convective activity in the western Amazon evolves independently, and depicts the transition from dry to wet seasons and vice-versa.

## 1 Introduction

The tropical regions with active and intense convection are the main latent heat sources of the tropical atmosphere, thus influencing the global atmospheric circulation. The season-

al characteristics of the convection in these regions have been inferred from the outgoing longwave radiation (OLR) records and are documented in a number of papers (e.g., Janowiak et al. 1985; Horel et al. 1989; Mitchell and Wallace 1992; Wang 1994; Hastenrath 1997; Matsumoto and Murakami 2000). Among these regions, tropical South America is known to be one of the three regions with the most active and intense convection in the globe. Matsumoto and Murakami (2000), using the equatorially symmetric OLR, showed that convection over the equatorial continents including South America dominantly exhibit a semiannual variability with peak activity during the equinoctial seasons. They suggested that the driving force of this semiannual convection variability is the sensible heating at the surface due to the seasonal variations of the solar radiation.

In addition to this seasonal feature, tropical American convection also has monsoon characteristics. The South American Monsoon System (SAMS) develops at low latitudes in response to seasonal changes of the continent-ocean thermal contrast, and is the major modulator of summer rainfall over tropical South America (Vera et al. 2006). The SAMS presents most of the continental monsoon features, except for the absence of the seasonal reversals in wind directions (Rao et al. 1996; Zhou and Lau 1998; Gan et al. 2004; Grimm et al. 2005). The SAMS is characterized by a wet season that begins in the equatorial Amazon and propagates rapidly eastward and southeastward during austral spring (e.g., Kousky 1988; Horel et al. 1989; Rao et al. 1996; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2004; Vera et al. 2006). The monsoon pattern is well developed during summer, when the major convective activity over central Brazil is linked to that in the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) region. The SAMS demise starts during austral autumn, when the intense

---

S. R. Garcia (✉) · M. T. Kayano  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/CPTEC,  
Avenida dos Astronautas 1758,  
São José dos Campos 12227-010 SP, Brazil  
e-mail: samia.garcia@cptec.inpe.br

M. T. Kayano  
e-mail: mary.kayano@cptec.inpe.br

precipitation over the Amazon weakens and migrates northwestward. It is worthwhile recalling that the SACZ is a quasi-stationary northwest–southeast oriented cloud band over South America that appears during austral spring and summer (Streten 1973; Yasunari 1977; Kodama 1992; 1993), and is part of the SAMS (Grimm et al. 2005).

In order to examine the monsoon features in the OLR field, Murakami and Nakazawa (1985) divided it into two components. In relation to the equator one of these components is symmetric and does not show monsoon character, while the other is antisymmetric and reflects mainly the seasonal alternation between the northern and southern hemisphere (NH and SH) summers. Murakami and Nakazawa (1985) found strong convective activity over equatorial Africa, the maritime continent and South America, where the equatorially antisymmetric OLR field changes signs between the NH and SH during the transition period of the monsoon establishment. In a complementary study, Matsumoto and Murakami (2002) confirmed these results, and found that over the equatorial continents (including equatorial South America) the symmetric OLR component exhibits semiannual standing oscillations, while the antisymmetric component shows annual standing oscillations.

On the basis of results from a numerical experiment, Chao (2000) and Chao and Chen (2001a) proposed a novel interpretation on the monsoon origination. They suggested that the monsoon onset is an abrupt change of the ITCZ location from the equatorial trough flow regime to the monsoon trough flow regime, while the monsoon demise is a less abrupt change of the convection location in the opposite direction. Their results are based on the existence of multiple quasi-equilibria of the ITCZ. Extending these papers and using a general circulation numerical model, Chao and Chen (2001b) provided a new interpretation of the monsoons as an ITCZ more than  $10^\circ$  away from the equator.

These novel aspects –i.e., that the monsoons are noted mainly in the antisymmetric OLR component and that they are closely related to the ITCZ– have not yet been examined in studies on the SAMS. The present paper examines these aspects from a diagnostic point of view by analyzing the annual variations of the OLR over tropical South America and the adjacent tropical Atlantic. The following sections are organized as follows: description of data and methodology in section 2; description of the dominant modes of the filtered OLR in section 3. The relationships among the dominant modes are also analyzed in section 3. Conclusions are given in section 4.

## 2 Data and methodology

The data used in this paper consists of the daily OLR from the National Oceanic and Atmospheric Administration's

(NOAA) polar-orbiting satellites. The OLR time series have been interpolated to a  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  latitude-longitude horizontal grid by Liebmann and Smith (1996), and can be obtained at [http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp\\_OLR.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html). This data is used as a proxy for deep convection in tropical South America. Our study domain encompassing the SAMS area and part of the tropical Atlantic is bounded at  $20^\circ\text{N}$ ,  $40^\circ\text{S}$ ,  $80^\circ\text{W}$  and  $10^\circ\text{W}$ . The period of analysis goes from 1979 to 2006. In order to remove the influences of high-frequency transients associated with individual weather events, five-day (pentad) non-overlapping means of the OLR are calculated.

The pentad OLR series are filtered to isolate the annual and semi-annual period oscillations. The range of the annual and semi-annual period scale varies from 0.4 year to the upper limit of 1.2 year. The choice of the 0.4–1.2 year period band-pass filter is based on Matsumoto and Murakami's (2002) study, whose results showed the presence of stationary annual and semi-annual OLR oscillations over tropical South America. Furthermore, the upper limit of the filter is the same as that used by Gu and Philander (1995) in their study of the annual cycle of sea surface temperature (SST). A wavelet analysis is used as a band-pass filter, which is given by equation 29 in Torrence and Compo (1998). The OLR time series at each grid point of the study domain is then filtered. The wavelet used here is the Morlet wavelet. This wavelet is a complex exponential modulated by a Gaussian,  $e^{i\omega_0\eta}e^{-\eta^2/2}$ , with  $\eta=t/s$ , where  $t$  is the time,  $s$  is the wavelet scale and  $\omega_0$  is a non-dimensional frequency. The computational procedure of the wavelet analysis described by Torrence and Compo (1998) is used here. It is worth mentioning that the wavelet function at each scale  $s$  is normalized by  $s^{-1/2}$  to get a unit energy, which ensures that the wavelet transform at each scale  $s$  is comparable to the other and to the transform of other time series (Torrence and Compo 1998).

An empirical orthogonal functions (EOF) analysis is applied to the pentad filtered OLR series in the domain bounded at  $20^\circ\text{N}$ ,  $20^\circ\text{S}$ ,  $80^\circ\text{W}$  and  $10^\circ\text{W}$ . This area was selected to focus on the tropical convection modes. This analysis considers the year-round series for the 1979–2006 period. The physically meaningful identity of the EOF modes is investigated using the method proposed by North et al. (1982). In this method, a given mode 'n' can be elected as a physically meaningful identity if the associated eigenvalue  $\lambda_n$  is well separated from the neighboring ones, that is  $\delta\lambda_{n+1} < \Delta\lambda_{n+1}$  and  $\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n$ , where,  $\delta\lambda_n (\sim \lambda_n (2/N)^{1/2})$  is the sampling error of  $\lambda_n$ ,  $N$  is the number of degrees of freedom and  $\Delta\lambda_n (= \lambda_n - \lambda_{n+1})$  is the difference between eigenvalues. It is assumed that  $\lambda_n > \lambda_{n+1} > \lambda_{n+2}$  and so on. If two adjacent eigenvalues are clustered but well separated from their neighboring ones, then their corresponding eigenvectors can be combined to yield a physically meaningful pattern.



The first three EOF modes are studied in detail. In order to study the evolving aspects of these modes, correlation maps are obtained by correlating the corresponding PC time series (simultaneously and lagged) with the filtered OLR time series in each grid point of the domain bounded at 20°N, 40°S, 80°W and 10°W. This area extends to 40°S in order to include the area influenced by the SACZ, which is part of the SAMS (Vera et al. 2006). The lagged correlations are obtained considering the PC time series lagging the filtered OLR time series.

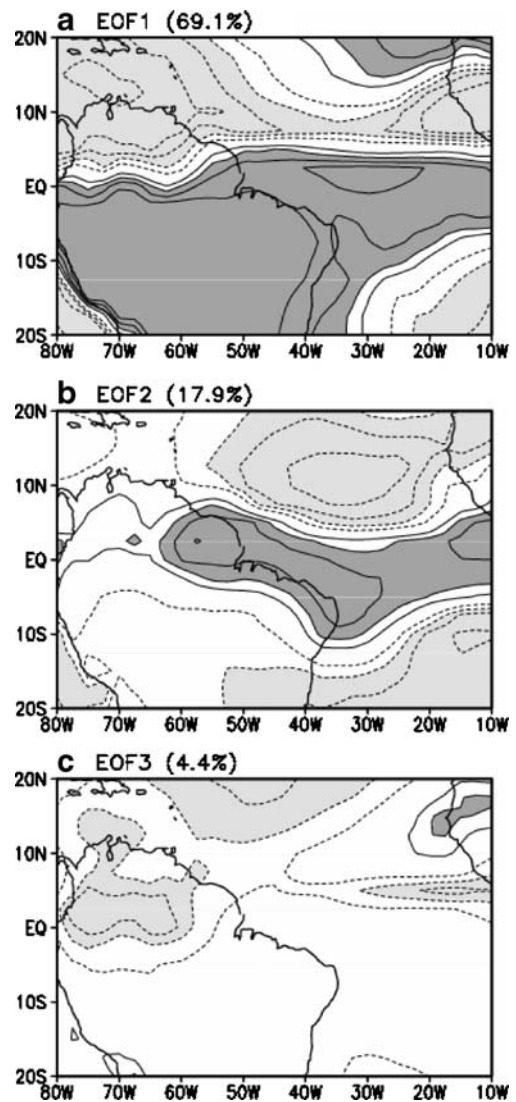
To assess the statistical significance of these correlations, the number of degrees of freedom is estimated as the number of years, which is 28. Using the Student's *t*-test and 28 degrees of freedom, it is found that absolute correlations greater than 0.40 are significant at a 95% confidence level. Thus, the absolute correlations considered significant in the EOF patterns and correlation maps are those greater than or equal to 0.40.

### 3 Results

#### 3.1 EOF modes

The first three EOF modes for the filtered OLR explain, respectively 69.1, 17.9, and 4.4% of the total variance for this variable. According to the criteria proposed by North et al. (1982), the eigenvalues corresponding to the first two modes are well separated from each other and from the higher ones. The third one is also well separated from the higher ones. So, only the first three modes are analyzed.

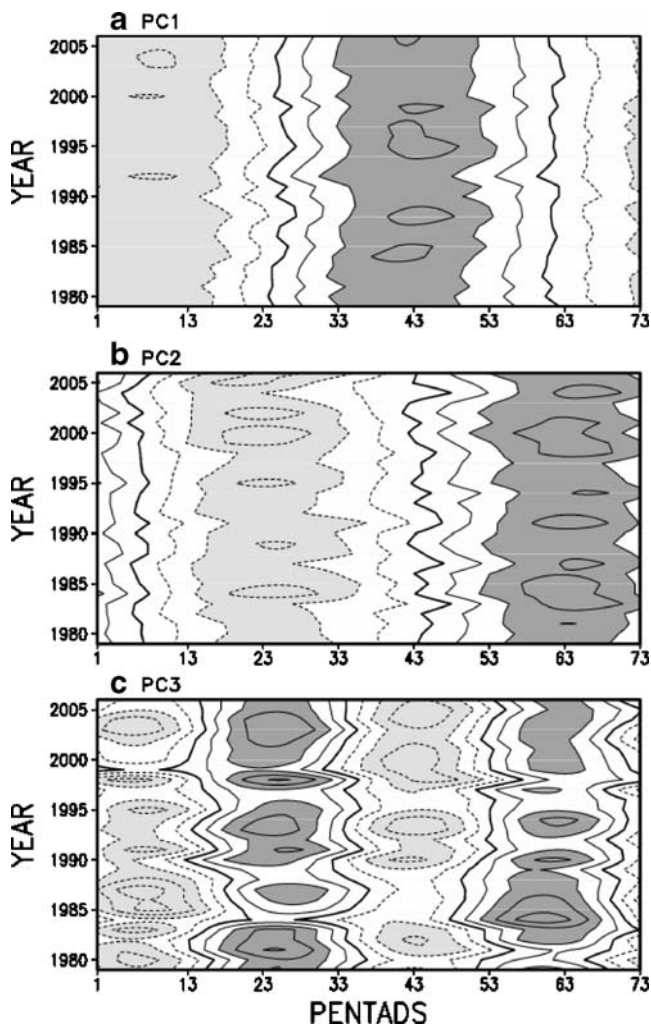
In reference to the equator, the EOF1 features a nearly antisymmetric pattern with significant positive loadings over tropical South America to the south of the equator and in the equatorial central Atlantic (Fig. 1a). In contrast, significant loadings with the opposite sign are found in the NH with two centers, one approximately at 15°N, 70°W and the other, at 10°N, 10°W. The first mode principal component (PC1) time series shows a well-defined annual cycle, with negative amplitudes from November to the end of April (the end of the rainy season over tropical South America), and positive amplitudes approximately from pentad 30 to pentad 60 (Fig. 2a). This mode represents the seasonal filtered OLR response to the solar forcing. During austral summer, enhanced convection (small filtered OLR values) over tropical South America results from the strong low-level heating and the intense latent heat fluxes associated with the Bolivian high system, as documented by Silva Dias et al. (1983). For this season, the large filtered OLR values in the NH are indicative of reduced convection. During austral winter, the reversed sign filtered OLR patterns occur. These features illustrate the reversal of the filtered OLR patterns between the NH and the SH from summer to winter, and



**Fig. 1** The first three EOF mode patterns of the OLR: **a** EOF1; **b** EOF2; and **c** EOF3. Explained variance of each mode is the number in parenthesis at the top of each panel. Contour interval is 0.2. Light (dark) shading areas indicate values lower (greater) than 0.4 (0.4). The zero line is omitted

vice-versa. Thus, a monsoon dipole pattern for the filtered OLR prevails over the SAMS region. These results are in agreement with Murakami and Nakazawa (1985) who found a monsoon related dipole OLR pattern associated with the antisymmetric component of the OLR.

The EOF2 features significant positive loadings along the northeastern coast of South America and the equatorial Atlantic; these are flanked to the north and south by opposite sign significant loadings, centered over the oceanic areas (Fig. 1b). The largest loadings are the positive ones along the equatorial latitudes of the northeastern coast of South America and the adjacent Atlantic Ocean and the negative ones in the tropical North Atlantic. The PC2 shows a marked annual cycle with large negative values around pentad 23 (austral autumn) and large positive values around pentad



**Fig. 2** The first three principal components corresponding to the modes illustrated in Fig. 1: **a** PC1; **b** PC2; and **c** PC3. Contour interval is 0.5, with the zero contour being thicker. *Light (dark) shading areas* indicate values lower (greater) than  $-1$  (1) standard deviation

63 (austral spring), as displayed in Fig. 2b. Considering the largest loadings, enhanced convection is found along the equatorial Atlantic during the austral autumn and in the tropical North Atlantic during the austral spring. This seasonal feature of the filtered OLR field in the tropical Atlantic is consistent with the one associated with the Atlantic ITCZ. In fact, the ITCZ has an extreme northerly position in austral spring and gradually propagates southward to reach its southmost position in the austral autumn (Ratisbona 1976). Thus, the second mode describes the seasonal variations of the tropical convection related to the Atlantic ITCZ. Hereinafter, the second mode is referred to as ITCZ mode.

The EOF3 features a quasi-symmetric pattern in relation to  $3^{\circ}\text{N}$ , with significant negative loadings over western equatorial South America and in the central equatorial Atlantic (Fig. 1c). Significant negative loadings are also found in the tropical North Atlantic between approximately

at  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$ ,  $65^{\circ}\text{W}$  and  $30^{\circ}\text{W}$ . In contrast, the opposite sign significant loadings are found in a small area centered at  $15^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{W}$ . These patterns resemble the semiannual equatorially symmetric OLR mode in the tropical South American region found by Matsumoto and Murakami (2000). The PC3 time series shows a well-defined semiannual cycle with positive amplitudes during the equinoctial seasons (from pentad 18–33 and from pentad 54–67) and negative ones during the solstice seasons (from pentad 1–13 and from pentad 35–53; Fig. 2c). This mode describes the semi-annual response of the tropical convection to the annual march of insolation on the equator, which is predominantly forced by the semiannual cycle in solar declination. Hereinafter, the third mode is referred to as the symmetric mode.

### 3.2 Correlation maps

The lagged correlations are obtained for PC time series lagging the filtered OLR time series by pentad 1–36 for PC1 and PC2, and by pentad 1–18 for PC3.

#### 3.2.1 PC01 versus filtered OLR

The outstanding feature of the correlation maps between the PC01 and the filtered OLR field is the temporal evolution of the antisymmetric and ITCZ modes illustrated by the EOF1 and EOF2 modes (Fig. 1a, b and Fig. 3). At time lag 0 pentad, significant positive correlations are found in tropical South America including the areas affected by the Bolivian high system and the SACZ, and along the equatorial Atlantic; negative ones are observed outside these areas. This pattern in the tropical sector between  $20^{\circ}\text{N}$  and  $20^{\circ}\text{S}$  resembles the dipolar structure illustrated in Fig. 1a, and remains quite strong until time lag 4 pentads. At time lag 8 pentads, the largest significant positive correlations are confined along the northeastern coast of South America and in the equatorial Atlantic while the largest significant negative correlations extend zonally in the central tropical North Atlantic, and in the area to the south of  $25^{\circ}\text{S}$  between  $80^{\circ}\text{W}$  and  $30^{\circ}\text{W}$ , also in the eastern Atlantic south of  $5^{\circ}\text{S}$ . The antisymmetric pattern collapses by time lag 12 pentads, when a pattern similar to that of the ITCZ mode is established. At time lag 12 and 16 pentads, the largest significant positive correlations along the northeastern coast of South America and along the equatorial Atlantic are flanked to the north and to the southeast by significant negative correlations, with those in the north being centered at  $10^{\circ}\text{N}$ , between  $50^{\circ}\text{W}$  and  $20^{\circ}\text{W}$ . While the significant positive correlations and the negative ones in the tropical North Atlantic weaken, the negative correlations expand over the continent to the south of  $5^{\circ}\text{S}$  taking a northwest–southeast



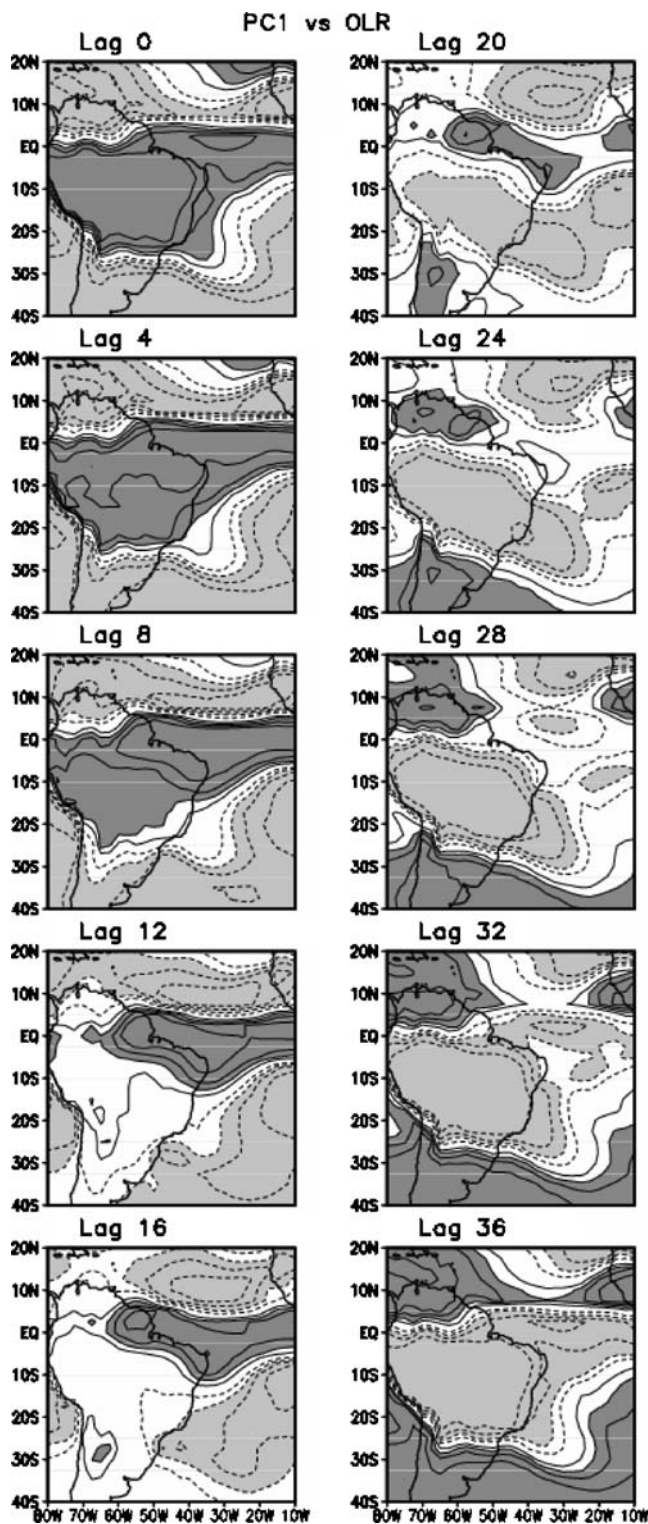


Fig. 3 Correlation maps between the PC1 and the filtered OLR for the time lags indicated in each panel. Contour interval is 0.2. Light (dark) shading areas encompass significant correlations with values lower (greater) than  $-0.4$  ( $0.4$ ). The zero line is omitted

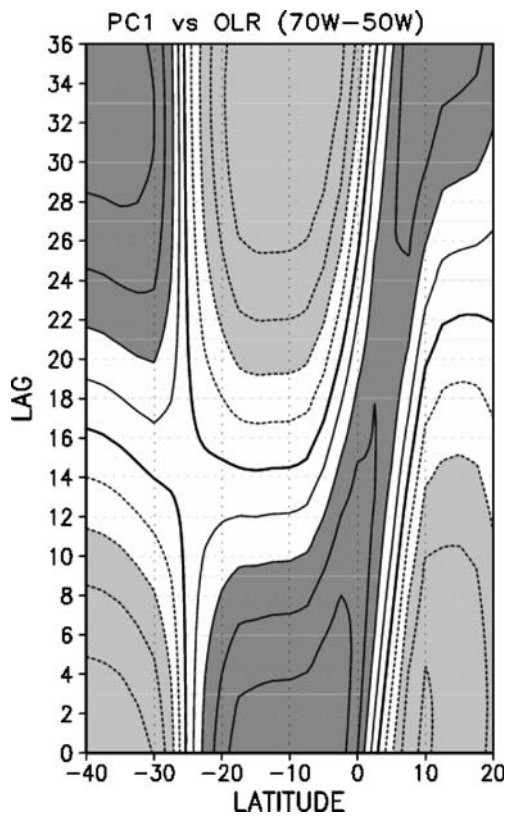
orientation similar to that of the SACZ, at time lag 20 pentads. From time lag 20 to 24 pentads, while the significant negative correlations over the continent strengthen and expand equatorward, the positive ones weaken further and move northwestward and the significant negative correlations over the tropical North Atlantic also weaken. While the significant negative correlations strengthen over the continent, significant positive correlations settle to the south of  $20^{\circ}\text{S}$  in the southwestern corner of the study domain and in two centers along  $10^{\circ}\text{N}$ , one approximately between  $80$  and  $60^{\circ}\text{W}$  and the other between  $20$  and  $10^{\circ}\text{W}$  at time lag 28 pentads. This time lag determines the breakdown of the ITCZ mode pattern. In fact, gradually a pattern with the reverse signs of those noted for time lag 0 pentad is established, being well defined at time lag 36 pentads. Thus, the EOF1 and EOF2 mode patterns are related with one mode evolving into the other and vice versa within a period of 12 months. It is worthwhile recalling that the EOF1 relates more closely to the convection associated with the Bolivian high and the SACZ systems, while the EOF2 relates more closely to the convection associated with the Atlantic ITCZ system.

The evolving correlation patterns capture north–south and east–west propagations of the correlations. In order to better illustrate this aspect, we present Hovmöller diagrams of the average correlations between  $70$  and  $50^{\circ}\text{W}$  and between the equator and  $10^{\circ}\text{S}$  (see Figs. 4 and 5). The average correlations between  $70$  and  $50^{\circ}\text{W}$  show northward propagation from  $7^{\circ}\text{S}$  to  $10^{\circ}\text{N}$  from time lag 0–36 pentads (Fig. 4). A careful examination of this feature indicates a meridional propagation rate of approximately  $0.4^{\circ}/\text{pentad}$ .

The average correlations between the equator and  $10^{\circ}\text{S}$  show eastward propagation from  $70$  to  $35^{\circ}\text{W}$  and westward propagation from  $10$  to  $35^{\circ}\text{W}$  from time lag 0–36 pentads (Fig. 5). In these cases, the zonal propagation rates are variables depending on the longitudinal band. The zonal propagation rate varies from  $+3^{\circ}/\text{pentad}$  to  $+10^{\circ}/\text{pentad}$  in the  $60$ – $50^{\circ}\text{W}$  band, and is of  $+2^{\circ}/\text{pentad}$  in the  $50$ – $35^{\circ}\text{W}$  band, and of  $-1.7^{\circ}/\text{pentad}$  in the  $35$ – $15^{\circ}\text{W}$  band. Thus, the establishment of the antisymmetric and ITCZ modes depends on the northeastward or northwestward propagation of the convection, whose propagation rate varies depending on the region and the development stage.

### 3.2.2 PC02 versus OLR

Figure 6 displays the correlation maps between the PC02 and the OLR. These maps illustrate the evolution of the ITCZ mode into the antisymmetric mode and vice versa (Fig. 6). At time lag 0 pentad, the ITCZ mode is well established, with significant positive correlations over the northeastern coast of South America and in the adjacent oceanic areas, and negative ones in two centers: one in the tropical North

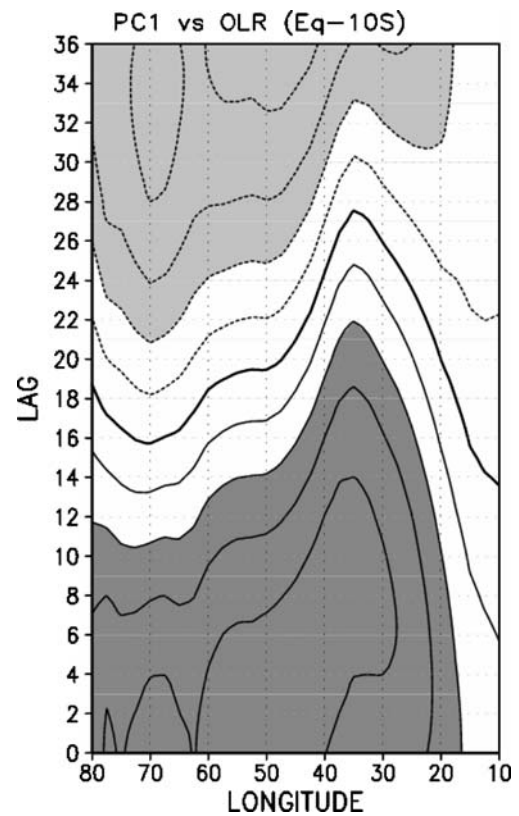


**Fig. 4** Latitude-time section of the correlations between PC1 and filtered OLR averaged between 70 and 50°W. Contour interval is 0.2, with the zero contour being thicker. *Light (dark) shading areas* encompass significant correlations with values lower (greater) than  $-0.4$  ( $0.4$ )

Atlantic centered at 10°N, 32°W and the other in the tropical South Atlantic. From time lag 0–20 pentads (Fig. 6), the evolving aspects of the correlations are quite similar to those displayed in the correlations maps of the PC01 versus filtered OLR from time lag 16–36 pentads (Fig. 3). The significant negative correlations extend gradually along the northeastern coast of South America and in the adjacent equatorial Atlantic while significant positive correlations are found in the tropical North Atlantic and in the tropical South Atlantic. So that, a pattern with the reverse signs of those noted for time lag 0 pentad is established at time lag 36 pentads. The maps of correlation between the PC02 and the filtered OLR confirm that the EOF1 and EOF2 mode patterns are related, with one mode evolving into the other and vice versa within a period of 12 months. Therefore, the Hovmöller diagrams for the correlations between the PC02 and the filtered OLR are not shown because their features are similar to those displayed in Figs. 4 and 5.

### 3.2.3 PC03 versus OLR

The maps of correlation between the PC03 and the filtered OLR field illustrate the temporal evolution of the symmetric



**Fig. 5** Longitude-time section of the correlations between PC1 and filtered OLR averaged between the equator and 10°S. Display is the same as that in Fig. 4

mode given in EOF3 (Figs. 1c and 7). Significant negative correlations are centered approximately at 5°N, 15°W in the tropical North Atlantic and in western equatorial South America, and significant positive correlations are centered at 15°N, 15°W during time lag 0 pentad. The significant positive correlations weaken while the negative ones are confined along 5°N in the central Atlantic by time lag 8 pentads. At this time lag, hints of positive correlations are noted in the band between equator and 10°S centered in the western Amazon and between 30 and 10°W. As the negative correlations along 5°N weaken further and move northeastward, positive correlations are established and enhanced locally in the western equatorial South America during the subsequent time lags. Finally, a pattern with the reverse signs of that at time lag 0 pentad is established at time lag 18 pentads. The reversed patterns for time lags 0 pentad and 18 pentads indicate a period of 6 months, which is the period of the oscillation for EOF3 mode.

The correlations between the PC03 and the filtered OLR involve north–south and east–west propagations of the correlations. These propagations are illustrated in the Hovmöller diagrams of the average correlations between 80 and 60°W and between 10°N and the equator. These Hovmöller diagrams are displayed in Figs. 8 and 9. The average correlations between 80 and 60°W propagate



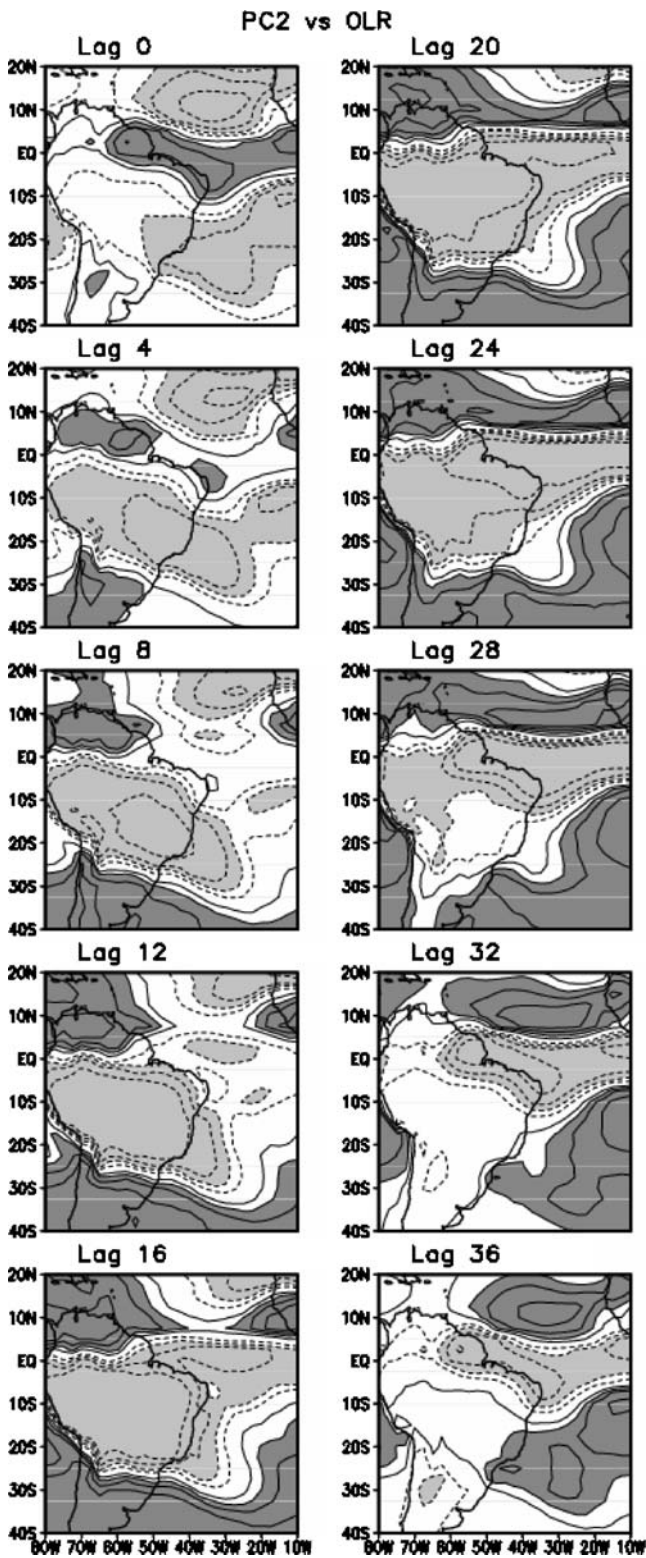


Fig. 6 Correlation maps between the PC2 and the filtered OLR for the time lags indicated in each panel. Display is the same as that in Fig. 3

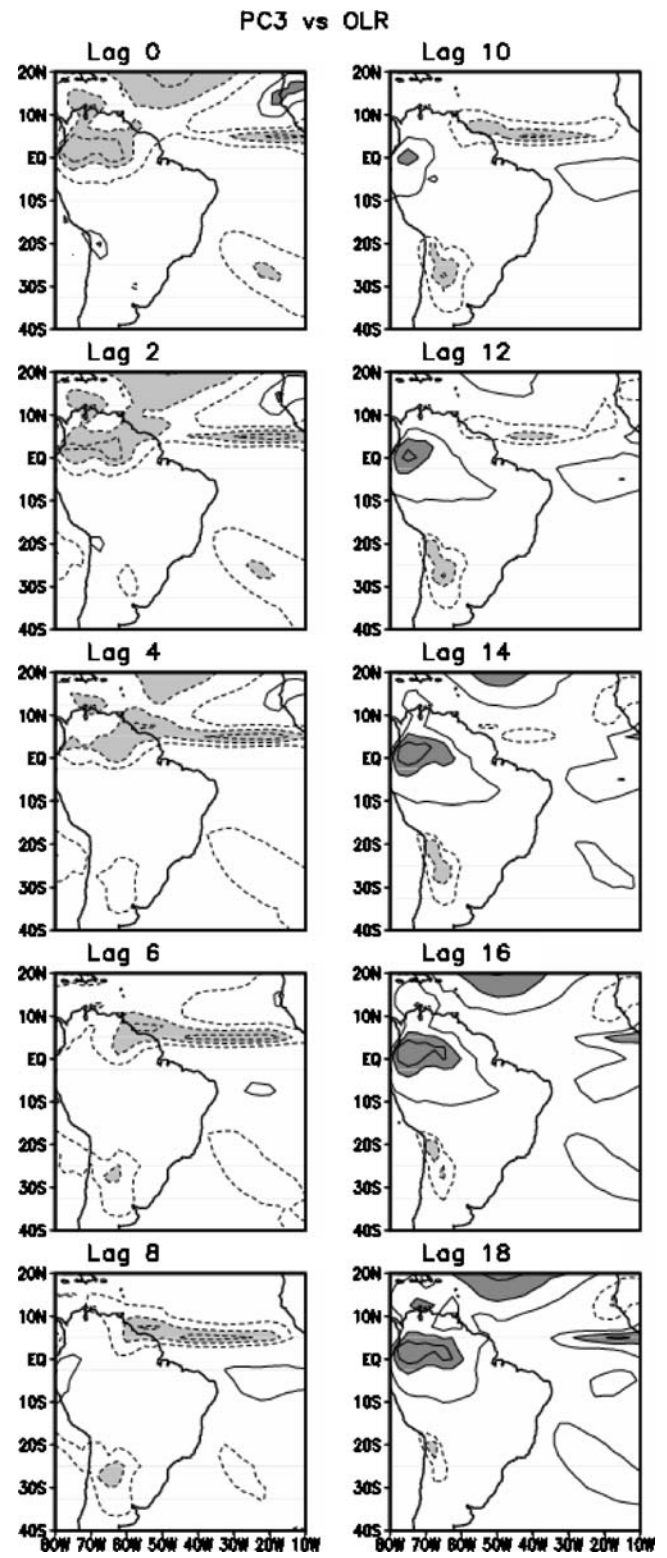
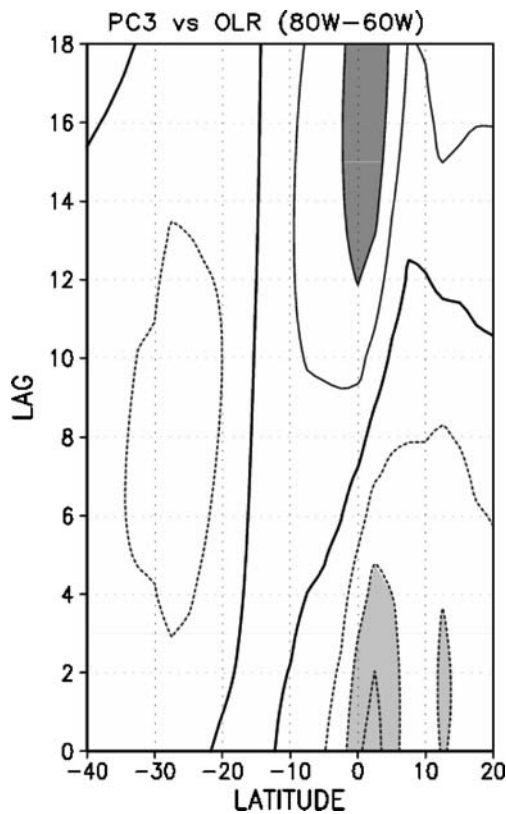


Fig. 7 Correlation maps between the PC3 and the filtered OLR for the time lags indicated in each panel. Display is the same as that in Fig. 3



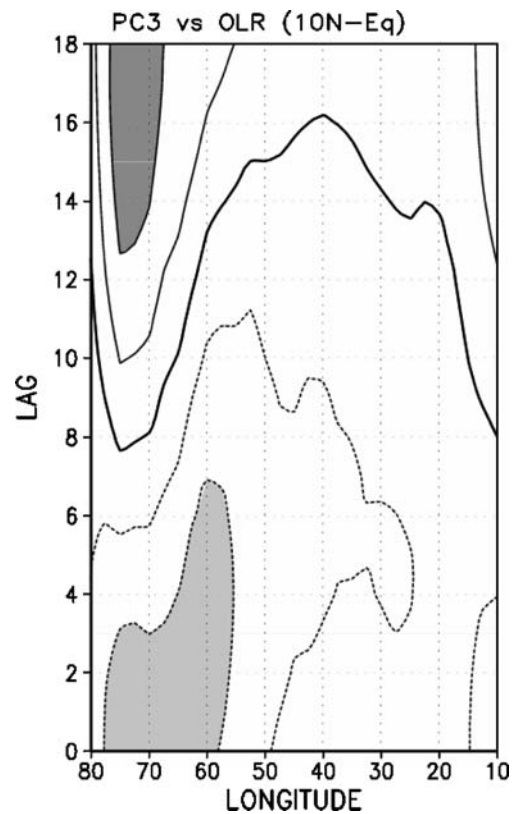
**Fig. 8** Latitude-time section of the correlations between PC3 and filtered OLR averaged between 80 and 60°W. Display is the same as that in Fig. 4

northward approximately from 15°S to 5°N from time lag 0–18 pentads (Fig. 8). The meridional propagation rate is of approximately 1°/pentad.

The average correlations between 10°N and the equator show eastward propagation approximately from 75 to 50°W from time lag 0–18 pentads, and westward propagation approximately from 20 to 40°W from time lag 7–18 pentads (Fig. 9). The corresponding zonal propagation rates are of +2°/pentad and 6.6°/pentad, respectively.

#### 4 Conclusions

Twenty-eight years (1979–2006) of outgoing longwave radiation (OLR) data for pentads and the empirical orthogonal function analysis (EOF) are used to investigate the seasonal variations in convection associated with the South American monsoon system (SAMS). The dominant mode of the filtered OLR features an equatorially antisymmetric pattern, and reflects the annual reversal of the OLR patterns between the NH and SH from summer to winter, and vice-versa. This mode is determined by the seasonal variations of the continental convection associated with the Bolivian high system. This result is in



**Fig. 9** Longitude-time section of the correlations between PC3 and filtered OLR averaged between 10°N and the equator. Display is the same as that in Fig. 4

agreement with Murakami and Nakazawa (1985) who documented a dipole OLR monsoon pattern associated with the antisymmetric OLR field. The second EOF mode features one center extending from the equatorial sector of South America into the adjacent equatorial Atlantic Ocean, flanked to the north and southeast by centers with the opposite sign. This mode varies in an annual scale with equinoctial season peaks, which are consistent with the peaks associated with the Atlantic ITCZ. In consequence, this mode describes the seasonal variations of tropical oceanic convection related to the ITCZ over the Atlantic Ocean. The third mode features equatorially symmetric patterns with dominant loadings located over the western Amazon and along the central equatorial Atlantic, varying in a semiannual scale.

The antisymmetric (EOF1) and the ITCZ (EOF2) modes evolve smoothly into each other. In this way, our regional analysis here provides a diagnostic support to Chao and Chen's (2001b) description of the monsoons as a poleward displacement of the ITCZ and the ITCZ relationship with the monsoon antisymmetric mode. This important relation has not been documented before for the SAMS. The present analysis describes the onset and demise of the SAMS in terms of seasonal variations in the convection associated

with the Bolivian high, SACZ and Atlantic ITCZ. In fact, the ITCZ related convection is found in the tropical North Atlantic during austral spring (Ratisbona 1976), when the SAMS related convection starts to appear over the Amazon (Vera et al. 2006). This convection extends eastward and southeastward along the SACZ region during austral summer (Kodama 1992; 1993; Carvalho et al. 2004). The SAMS demise starts during austral autumn when convection decreases over tropical South America and along the SACZ (Vera et al. 2006). Consistently, during this season, the Atlantic ITCZ is in its southernmost position and associated convection is over northeastern South America (Ratisbona 1976).

The evolution of the SAMS related convection, therefore, involves northeastward and northwestward propagations of convective activity, with propagation rates varying accordingly to development stage and region considered. Therefore, it is likely that regional synoptic and shorter-scale systems affect the development of the SAMS. This aspect is out of the scope of the present paper, and should be analyzed in future studies.

The EOF3 mode features a quasi-symmetric pattern in reference to 3–5°N, with the largest loadings in the western equatorial Amazon and variations in a semiannual scale. This mode resembles the semiannual equatorially symmetric OLR mode in the tropical South American region found by Matsumoto and Murakami (2000). The EOF3 describes the semi-annual response of the tropical convection to the annual march of insolation on the equator, which is dominantly forced by the semiannual cycle in solar declination. According to Murakami and Nakazawa (1985) the equatorially symmetric component of the OLR does not show monsoon character. The evolving features of the EOF3 show a local enhancement and weakening of the convection in the western Amazon in a semiannual scale. This mode does not represent the monsoon character of the convection over the Amazon. Rather, the mode represents convection occurring during the transition seasons from dry to wet and vice-versa in the western equatorial Amazon.

To summarize, the present paper provided observational evidence that the relation of the Atlantic ITCZ mode to the antisymmetric mode influences the SAMS development. The results presented here might have important implications in the modeling studies and the monitoring activities of the SAMS, which should also take into account the convection in the Atlantic ITCZ. Further analysis of the results will be done in future studies by the authors.

**Acknowledgements** The authors were partially supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil. This paper is part of the doctoral thesis of the first author. Thanks are due to two anonymous reviewers for their useful comments on earlier version of this work.

## References

- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2004) The South Atlantic Convergence Zone: persistence, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. *J Climate* 17:88–108
- Chao WC (2000) Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset. *J Atmos Sci* 57:641–651
- Chao WC, Chen B (2001a) Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset, part II: rotational ITCZ attractors. *J Atmos Sci* 58:2820–2831
- Chao WC, Chen B (2001b) The origin of monsoons. *J Atmos Sci* 58:3497–3507
- Gan MA, Kousky VE, Ropelewski CF (2004) The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *J Climate* 17:47–66
- Grimm AM, Vera CS, Mechoso CR (2005) The South American Monsoon System. Proceeding of the 3rd International Workshop on Monsoons. Hangzhou, China, 2–6 November 2004, pp 111–129
- Gu D, Philander SGH (1995) Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *J Climate* 8:864–876
- Hastenrath S (1997) Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. *J Geophys Res* 102:4267–4274
- Horel JD, Hahmann AN, Geisler JE (1989) An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J Climate* 2:1388–1403
- Janowiak JE, Krueger AF, Arkin PA, Gruber A (1985) Atlas of outgoing longwave radiation derived from NOAA satellite data. NOAA Atlas No. 6, US Dept. of Commerce, NOAA, NWS, NESDIS, Washington, DC, 44 pp
- Kodama YM (1992) Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), part I: characteristics of subtropical frontal zones. *J Meteorol Soc Japan* 70:813–836
- Kodama YM (1993) Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. *J Meteorol Soc Japan* 71:581–610
- Kousky VE (1988) Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev Bras Meteorol* 3:217–231
- Liebmann B, Smith CA (1996) Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation data set. *Bull Am Meteorol Soc* 77:1275–1277
- Marengo J, Liebmann B, Kousky VE, Filizola N, Wainer I (2001) On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *J Climate* 14:833–852
- Matsumoto J, Murakami T (2000) Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric OLR data. *J Meteorol Soc Japan* 78:543–561
- Matsumoto J, Murakami T (2002) Seasonal migration of monsoons between the northern and southern hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric OLR data. *J Meteorol Soc Japan* 80:419–437
- Mitchell TP, Wallace JM (1992) Annual cycle in equatorial convection and sea-surface temperature. *J Climate* 5:1140–1156
- Murakami T, Nakazawa T (1985) Transition from the southern to northern hemisphere summer monsoon. *Mon Weather Rev* 113:1470–1486
- North GR, Bell TL, Cahalan RF, Moeng FJ (1982) Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. *Mon Weather Rev* 110:699–706
- Rao VB, Cavalcanti IFA, Hada K (1996) Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J Geophys Res* 101:23539–26551

- Ratisbona LR (1976) The climate of Brazil: climate of Central and South America. In: Schwerdtfeger W, Landsberg HE (eds) World survey of climatology, vol 12. Elsevier, Amsterdam, pp 219293
- Silva Dias PL, Schubert WH, DeMaria M (1983) Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J Atmos Sci* 40:2689–2707
- Streten NA (1973) Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the southern hemisphere. *Mon Weather Rev* 101:486–495
- Torrence C, Compo GP (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bull Am Meteorol Soc* 79:61–78
- Vera C, Higgins W, Amador J, Ambrizzi T, Garreaud R, Gochis D, Lettenmaier DD, Marengo J, Mechoso CR, Paegle JN, Silva Dias PL, Zhang C (2006) A unified view of the American monsoon systems. *J Climate* 19:4977–5000
- Wang B (1994) Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J Climate* 7:1109–1118
- Yasunari T (1977) Stationary waves in the Southern hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. *J Meteorol Soc Japan* 55:274–285
- Zhou JY, Lau KM (1998) Does a monsoon climate exist over South America? *J Climate* 11:1020–1040