



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.14.17.11-TDI

**EPISÓDIOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA NO
SUDESTE DO BRASIL E A INFLUÊNCIA DAS
ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR E DA TOPOGRAFIA**

Kellen Carla Lima

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Prakki Satyamurty, e Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 29 de junho de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37M3ST5>>

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) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.14.17.11-TDI

**EPISÓDIOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA NO
SUDESTE DO BRASIL E A INFLUÊNCIA DAS
ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR E DA TOPOGRAFIA**

Kellen Carla Lima

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Prakki Satyamurty, e Julio Pablo Reyes Fernandez, aprovada em 29 de junho de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37M3ST5>>

INPE
São José dos Campos
2010

L628e Lima, Kellen Carla.
Episódios de precipitação intensa no sudeste do Brasil e a influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia / Kellen Carla Lima. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxvi+ 201 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.14.17.11-TDI)

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

Orientadores : Drs. Prakki Satyamurty, e Julio Pablo Reyes Fernandez .

1. Eventos de precipitação intensa. 2. Sistema frontal. 3. Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). 4. Temperatura da superfície do mar. 5. Topografia. 6. Modelo Eta. I.Título.

CDU 551.577.37

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 Paulo Bonatti



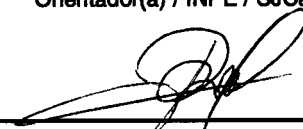
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Prakki Satyamurty



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Maria Gertrudes Alvarez Justi



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Dra. Rosane Rodrigues Chaves



Convidado(a) / UENF / Macaé - RJ

Aluno (a): Kellen Carla Lima

São José dos Campos, 29 de junho de 2010

“É sempre aconselhável perceber claramente a nossa ignorância”.

Charles Darwin

Para Sempre

Por que Deus permite que as mães vão-se embora?
Mãe não tem limite, é tempo sem hora, luz que não apaga.
Quando sopra o vento e chuva desaba, veludo escondido na pele
enrugada, água pura, ar puro, puro pensamento.
Morrer acontece com o que é breve e passa sem deixar vestígio.
Mãe, na sua graça, é eternidade.
Por que Deus se lembra - mistério profundo - de tirá-la um dia?
Fosse eu Rei do Mundo, baixava uma lei:
Mãe não morre nunca, mãe ficará sempre junto de seu filho.
E ele, velho embora, será pequenino feito grão de milho.

Carlos Drummond de Andrade

À minha adorável e querida mamãe Raimunda Lima (in memoriam)

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Ao maravilhoso Deus por ser o embalar harmonioso nas minhas noites frias e traiçoeiras. Por sempre me dar muita saúde, determinação e perseverança para a concretização de mais um objetivo de vida.

À minha mãe (*in memoriam*) e avó materna, que mesmo perante as inúmeras dificuldades impostas pela vida, sempre priorizaram por minha educação e regaram minha vida com muito amor.

Ao meu eterno namorado, Guilherme Martins, por manter-se incessantemente ao meu lado me afagando com seus braços nos momentos mais difíceis. E, me proporcionado momentos divertidos que sempre fizeram com que os meus dias fossem mais agradáveis apesar dos vários espinhos que havia no caminho. O anjo que me deu colo, quando muitas nuvenzinhas escuras queriam ameaçar a chover dentro de mim.

Ao Benedito Filgueira por se fazer presente com sua paternidade nos momentos em que mais necessitei de sua ajuda. À Jorgina Pantoja pelas longas conversas repletas de muita generosidade, companheirismo e amizade. Às Joana's Paula e Patrícia pelas demonstrações de afeto e carinho.

Aos meus orientadores, Prakky Satyamurty e Julio Pablo Reyes Fernández, pela competência, seriedade, serenidade e paciência que dispuseram durante o desenvolvimento desta tese, e assim, impulsionando o meu crescimento na pesquisa científica.

À Banca pelas valiosas sugestões que aperfeiçoaram a tese.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa concedida durante o curso de doutoramento.

Aos Drs. José Paulo Bonatti e Renata Wiessman pela contribuição nos cálculos de energética.

À Dra. Roseli Gueths, pela enorme amizade, generosidade e humanidade.

Ao Dr. Nelson Jesus Ferreira pela amizade.

Aos amigos pelos momentos hilários: Luciana Bassi, Carla Martins, Suelen Roballo, Cláudio Moisés, Maria Lobato, Gisele Zepka, Fabiana Paes e Ana Carolina Vasques.

À Lílian Escobar e Carlos César Oliveira por sempre atenderam aos meus pedidos com muita competência, bom humor, carisma e boa vontade.

Os agradecimentos são extensivos a todos que de uma forma ou de outra colaboraram para a finalização deste trabalho.

RESUMO

A ocorrência de precipitação intensa causa diversos danos à população desde deslizamentos de terra, alagamentos, enxurradas até consequências mais catastróficas como mortes de seres humanos. Diante disto nesta pesquisa, primeiramente, realizou-se um estudo observacional que constituiu de três etapas. (i) Estabelecer características dos padrões anômalos atmosféricos em escala sinótica, associados a eventos de precipitação normal (EPN) ou intensa (EPI) que ocorreram no Sudeste do Brasil (SEB) durante a estação chuvosa (novembro a março) para o período de 1960-2005, provocadas por incursões de Sistemas Frontais (SF) ou formações de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Essencialmente, as diferenças entre EPIs de SF e ZCAS foram as intensidades de sistemas ciclônicos e a convergência de umidade antes e durante os eventos. Outra diferença foi a presença de alta pressão na alta troposfera sobre SEB, uma característica das regiões intensamente convectivas. (ii) Determinar características anômalas do padrão atmosférico em escala sinótica associadas aos EPNs e EPIs sobre o SEB causados somente por ZCAS durante o mês de março, assim como compará-los com os EPIs dos meses de novembro a fevereiro. Os resultados mostraram que a comparação entre os EPNs e EPIs apresentou grandes diferenças que podem ser utilizadas como ferramentas para a previsão deste tipo de evento. A convergência do fluxo de umidade sobre a região nos EPIs foi 50% maior do que nos casos de EPNs. Um forte aumento na convergência de umidade desde dois dias anteriores até a ocorrência do evento pareceu ser um indicador da possibilidade de EPIs. O Jato de Baixo Nível foi mais fraco nos casos de março e, portanto, a umidade da Amazônia não foi transportada para o sul de 25°S. Desta forma, a convergência de umidade sobre o SEB aumentou, e a convecção úmida liberou calor latente, que por sua vez deu suporte para a manutenção da perturbação. (iii) Investigar a possível relação das anomalias de TSM com resolução de 0,25°latitude×0,25°longitude com a ocorrência dos EPNs e EPIs. De maneira geral, observou-se que as anomalias de TSM negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas sobre o Atlântico Sul Extratropical estiveram associadas a eventos chuvosos sobre a região. Na última etapa desta pesquisa, por meio do modelo de mesoescala Eta com a aplicação da técnica de separação de fatores, foi possível verificar o efeito isolado das anomalias de TSM e da orografia em dois casos de precipitação intensa selecionados, assim como seu efeito conjunto. Os experimentos de sensibilidade foram realizados com as anomalias de TSM do Atlântico Subtropical e com a topografia do SEB. Os resultados mostraram o importante papel da orografia e das condições de larga escala no desenvolvimento dos eventos extremos estudados, o primeiro atuando como uma barreira que força o levantamento e/ou confinamento do fluxo na região de precipitação intensa e o segundo forneceu as condições dinâmicas para a intensificação do vento e umidade sobre o SEB. Destaca-se ainda que o papel das anomalias de TSM que influenciaram o fluxo de calor latente sobre o oceano foram importantes, porém na escala de tempo de, dois dias, este fator não foi tão preponderante nas simulações e/ou desenvolvimento dos EPIs.

HEAVY RAINFALL EPISODES IN THE SOUTHEAST BRAZIL AND THE INFLUENCE OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES AND TOPOGRAPHY

ABSTRACT

Heavy rainfall is responsible for many catastrophic phenomena such as landslides, mudslides and inundations that cause serious problems for the population including loss of life. First, an observational study is undertaken in three steps. (i) Establish the synoptic-scale characteristics of the atmospheric flow associated with Heavy Rainfall Events (HRE) and Normal Rainfall Events (NRE) in Southeast Brazil (SEB) during the rainy season (November-March) for the period of 1960-2005, caused by cold front (CF) incursions and by South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation. Essentially the differences between HREs associated with CF and SACZ are in the intensities of the cyclonic centers and the convergence of water vapor flux during and before the events. Another difference is the presence of a high pressure center in the upper troposphere, characteristic of the regions with strong convective activity. (ii) Determine the differences between the synoptic scale characteristics between HREs and NREs caused by SACZ in the month of March, since march rains are more disastrous than the rains in the rainy season. They show large differences that can be used as tools for the severe weather prediction in SEB. The convergence of water vapor flux over the region is 50% larger in the HRE than in NRE. A strong increase in the water vapor convergence from two days before to the day of the event seems to be a reliable precursor for strong rains. The low level jet was weaker during March events and hardly observed south of 25°S, indicating strong convergence of moisture over SEB. The liberation of latent heat associated with the convection seems to provide a positive feedback. (iii) Investigate possible relationships between the Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) in the Atlantic and the HRE. In general, negative SSTA over the South Atlantic subtropics and positive SSTA over the extratropical South Atlantic were associated with HREs. Lastly, with the help of the Eta regional model and the technique of “separation of factors” it was possible to verify the isolated effects of the SSTA and the regional orography for two selected cases of HRE. The results show the important role of orography for the development of extreme precipitation events. The Serra do Mar and Mantiqueira ranges act as a barrier for the humid air from south into SEB and provide the mechanism for strong moisture convergence over the coastal belt and in the Paraíba valley. The effect of the SST on the latent heat flux was not so prevalent in the short time scales of two days.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| Figura 2.1 - Estimativa de dias por ano com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempestades severas para o período de 1997 a 1999. Adaptado de Brooks et al. (2003) | 11 |
| Figura 3.1 - (a) Distribuição geográfica do total de estações pluviométricas sobre o SEB. (b) topografia da região e sua localização na América do Sul..... | 33 |
| Figura 3.2 - Ilustração do balanço de sinais para o cálculo da convergência de umidade ao longo das fronteiras sobre o SEB. As setas azuis e vermelhas indicam fluxo positivo e negativo, respectivamente | 40 |
| Figura 3.3 - (a) Distribuição interanual da frequência de EPIs. (b) Distribuição mensal dos EPIs no SEB durante a estação chuvosa para o período de 1960 a 2005. As linhas contínuas no painel (b) são a precipitação mensal climatológica (mm) | 44 |
| Figura 3.4 - Anomalias da composição de radiação de onda longa (W/m^2), negativas (linhas tracejadas) e positivas (linhas contínuas) para situações de (a-f) SF e (g-l) ZCAS sobre o SEB desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. Intervalo do contorno é $5 W/m^2$. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%..... | 46 |
| Figura 3.5 - Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de pressão ao nível médio do mar. Intervalo do contorno é 0.5 hPa | 48 |
| Figura 3.6 - Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de altura geopotencial. Intervalo do contorno é 5 m..... | 50 |
| Figura 3.7 - Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de velocidade vertical. Intervalo do contorno é $1 \times 10^{-2} Pa/s$ | 52 |
| Figura 3.8 - Anomalias da composição do vento em 850 hPa (a-f) e 200 hPa (g-l) para situações de ZCAS sobre o SEB desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. O tamanho do vetor (canto superior esquerdo) para 850 hPa é 2 m/s e 200 hPa é 4 m/s. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%..... | 55 |
| Figura 3.9 - Compostos do fluxo de umidade integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais de uma caixa retangular para situações de (a-f) SF e (g-l) ZCAS sobre o SEB desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. Os números nos cantos inferiores direito dos painéis são a convergência do fluxo de umidade sobre a área retangular. As unidades são $10^7 kg/s$ | 57 |
| Figura 4.1 - Distribuição mensal do volume de água no solo durante o período de 1960 a 2002..... | 65 |

- Figura 4.2 - Anomalias da composição de altura geopotencial em 500 hPa, negativas (linhas tracejadas) e positivas (linhas contínuas) sobre o SEB associadas à ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. Intervalo do contorno é 5 m. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%67
- Figura 4.3 - Anomalias da composição do vento em 850 hPa sobre o SEB associadas à ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPN e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%69
- Figura 4.4 - Como na Figura 3.3, mas para o vento em 200 hPa71
- Figura 4.5 - Compostos do fluxo de umidade integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais de uma caixa retangular associados à ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. Os números no cantos inferiores direito dos painéis são a convergência total do fluxo de umidade sobre a área retangular. As unidades são 10^7 kg/s....73
- Figura 5.1 - Anomalias da composição de TSM ($^{\circ}$ C) para situações de SF desde D-2 até D0. Os painéis (a,b,c) são para os EPNs e (d,e,f) para os EPIs. Isotermas anômalas em azul são negativas e em vermelho são positivas. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%84
- Figura 5.2 - Anomalias da composição anomalias de TSM ($^{\circ}$ C) para situações de (a-f) SF e (g-l) ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a,b,c) são para os EPNs e (d,e,f) para os EPIs. Isotermas anômalas em azul são negativas e em vermelho são positivas. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%.....85
- Figura 5.3 - Correlação de ordem de Spearman entre os EPNs (a-c) e EPIs (b-d) para situações de SF (a-b) e ZCAS (c-d) e as anomalias de TSM ($^{\circ}$ C). Correlações positivas estão em vermelho e negativas em azul. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%86
- Figura 6.1 - Localização das cidades de (a) Angra dos Reis/RJ e (b) Ibitiraçu/ES94
- Figura 6.2 - Imagens do satélite GOES-7, no canal infravermelho, referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 às (a) 00:00 e (b) 21:00 UTC96
- Figura 6.3 - (a) Precipitação diária do CPC [mm], (b) Pressão ao nível do mar [hPa], (c) Anomalia de TSM [$^{\circ}$ C], (d) Fluxo de umidade integrado na vertical de 1000 a 300 hPa [kg/s], (e) Escoamento em 850 hPa [m/s], (f) Altura geopotencial em 500 hPa [m], (g) Omega em 500 hPa [Pa/s] e (h) Escoamento em 200 hPa [m/s] para o dia 02 de fevereiro de 198897
- Figura 6.4 - Imagens do satélite GOES-7, no canal infravermelho, referente ao dia 17 de fevereiro de 2005 às (a) 07:00 e (b) 15:00 UTC99

| | |
|---|-----|
| Figura 6.5 - Como na Figura 6.3, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005 | 100 |
| Figura 6.6 - Domínios das simulações numéricas utilizadas neste estudo. O domínio maior representa a resolução de 40 km, enquanto que o domínio menor tem resolução de 12 km. (a) Topografia representada pelo modelo na resolução de 40 km e (b) 12 km | 106 |
| Figura 6.7 - Distribuição espacial da precipitação diária sobre a América do Sul para o dia 02 de fevereiro de 1988 (a, b) e para o dia 17 de fevereiro de 2005 (c, d). Observação do CPC com resolução espacial de $1.0^\circ\text{latitude}\times 1.0^\circ\text{longitude}$ (a, c) e simulação Eta 40 km (b, d) | 112 |
| Figura 6.8 - Diferença entre o Eta (40 km) e NCEP (40 km) referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 para as variáveis: (a) PNM [hPa], (b) Vento em 850 hPa [m/s], (c) Vento em 200 hPa [m/s], (d) Fluxo de umidade integrado na vertical de 1000-300 hPa [kg/s], (e) Omega em 500 hPa e (f) Altura geopotencial em 500 hPa (m) | 114 |
| Figura 6.9 - Como na Figura 6.8, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005 | 115 |
| Figura 6.10 - Simulação controle (CTRL/N) referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 para as variáveis: (a) precipitação acumulada [mm], exceto (b) precipitação observada com os dados da ANA [mm], (c) fluxo de umidade integrado na vertical de 1000-300 hPa [kg/s], (d) fluxo de calor latente [W/m^2]. Média na área $23,5^\circ\text{S}-18^\circ\text{S}; 45^\circ\text{W}-39,5^\circ\text{W}$ para: (e) variação temporal de omega [10^{-2} Pa/s], (f) CAPE e CINE [J/kg], (g) calor sensível e latente [W/m^2], e (h) umidade específica em 850 hPa e temperatura a 2m [g/kg e $^\circ\text{C}$], (i) precipitação horária [mm] | 119 |
| Figura 6.11 - Como na Figura 6.10, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005 | 123 |
| Figura 6.12 - (a) Precipitação controle [CTRL/N]; (b) precipitação induzida pela presença da topografia [\hat{f}_1]; (c) precipitação induzida pela presença das anomalias de TSM [\hat{f}_2]; (d) precipitação induzida pela interação entre a topografia e as anomalias de TSM [\hat{f}_{12}] e (e) variação temporal da precipitação CTRL/N e fatores para o dia 02 de fevereiro de 1988 | 127 |
| Figura 6.13 - Diferença entre as simulações ORO-CTRL/N referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 com média na área $23,5^\circ\text{S}-18^\circ\text{S}; 45^\circ\text{W}-39,5^\circ\text{W}$ para as variáveis: (a) Precipitação horária [mm], (b) CAPE e CINE [J/kg], (c) Calor sensível e calor latente [W/m^2], (d) Umidade específica em 850 hPa e temperatura a 2m [g/kg e $^\circ\text{C}$], (e) Omega [10^{-2} Pa/s] | 130 |
| Figura 6.14 - Como na Figura 6.13, mas para TSM-CTRL/N | 132 |
| Figura 6.15 - Como na Figura 6.13, mas para TSM e ORO-CTRL/N | 134 |
| Figura 6.16 - Como na Figura 6.12, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005 | 136 |
| Figura 6.17 - Como na Figura 6.10, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005 | 138 |
| Figura 6.18 - Como na Figura 6.17, mas para TSM-CTRL/N | 140 |
| Figura 6.19 - Como na Figura 6.17, mas para TSM e ORO-CTRL/N | 142 |

- Figura 6.20 - Precipitação acumulada (mm) simulada pelo modelo Eta para diferentes resoluções de TSM referente ao dia 02 de fevereiro de 1988. (a) $1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude, (b) $0,25^\circ$ latitude \times $0,25^\circ$ longitude e (c) variação temporal da precipitação para as duas diferentes resoluções de TSM.144
- Figura 6.21 - Precipitação acumulada (mm) simulada pelo modelo Eta para diferentes resoluções de TSM referente ao dia 17 de fevereiro de 2005. (a) $1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude, (b) $0,5^\circ$ latitude \times $0,5^\circ$ longitude, (c) $0,25^\circ$ latitude \times $0,25^\circ$ longitude e (d) variação temporal da precipitação para as três resoluções de TSM.....145
- Figura 6.22 - (a) Anomalia de TSM [$^\circ$ C]. (b) Precipitação acumulada [mm] com a TSM climatológica. Diferença entre experimentos com magnitude de TSM e controle (c) $- 2 \times$ as anomalias de TSM observada, (d) $- 3 \times$ as anomalias de TSM observada, (e) $+ 2 \times$ as anomalias de TSM observada, (f) $+ 3 \times$ as anomalias de TSM observada para o dia 02 de fevereiro de 1988....147
- Figura 6.23 - Como na Figura 6.22, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005148

LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| Tabela 3.1 - Total mensal de precipitação (mm/mês) em São Paulo | 35 |
| Tabela 3.2 - Demonstração do cálculo dos quantis | 35 |
| Tabela 3.3 - Balanço de sinais para o cálculo da convergência de umidade..... | 40 |
| Tabela 6.1 - Características dos eventos de precipitação intensa | 93 |
| Tabela 6.2 - Características do modelo EtaWS | 102 |
| Tabela 6.3 - Sumário dos experimentos numéricos para a topografia e anomalias de TSM. Sendo que “N” significa (não) e “S” significa (sim) | 107 |
| Tabela 6.4 - Experimentos de resolução e magnitude das anomalias de TSM | 109 |
| Tabela 7.1- Diferenças entre os eventos de precipitação normal e eventos de precipitação intensa em termos do núcleo de intensidade da anomalia da composição para as variáveis analisadas. Os valores azuis referem-se ao Sudeste do Brasil, enquanto que os valores vermelhos referem-se às localidades abaixo de 20°S | 159 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|---------|---|
| AMSR | Advanced Microwave Scanning Radiometer |
| ANA | Agência Nacional de Águas |
| ANEEL | Agência Nacional de Energia Elétrica |
| ARPS | Advanced Regional Prediction System |
| AS | América do Sul |
| ASAS | Alta Subtropical do Atlântico Sul |
| AVHRR | Advanced Very High Resolution Radiometer |
| BMJ | Betts-Miller feita por Janjic |
| CAPE | Convective Available <u>Potential Energy</u> |
| CINE | Convective Inhibition Energy |
| COMET | Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training |
| CPC | Climate Prediction Center |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| DAEE | Departamento de Águas e Energia Elétrica |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts |
| ELAT | Grupo de Eletricidade Atmosférica |
| EN | El Niño |
| EPI | Evento de Precipitação Intensa |
| EPN | Evento de Precipitação Normal |
| ES | Espírito Santo |
| ETAWS | Eta Workstation |
| FUNCEME | Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos |
| GFDL | Geophysical Fluid Dynamics Laboratory |
| IBGE | Instituto Brasileiro de Geografia |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| JBN | Jato de Baixos Níveis |
| JMA | Japan Meteorological Agency |

| | |
|------------|--|
| KF | Kain-Fritsch |
| LN | La Niña |
| MG | Minas Gerais |
| NCAR | National Center for Atmospheric Research |
| NCEP | National Center for Environmental Prediction |
| NDJFM | Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março |
| NMC | National Meteorological Center |
| NNRP | NCEP/NCAR Global Reanalysis Project |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| ODP | Oscilação Decenal do Pacífico |
| OMJ | Oscilação Madden-Julian |
| OSU | Oregon State University |
| OSTIA | Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis |
| PDO | Pacific Decadal Oscillation |
| PIB | Produto Interno Bruto |
| PNM | Pressão ao Nível do Mar |
| PNT | Previsão Numérica de tempo |
| PSA | Pacific South Atlantic |
| RJ | Rio de Janeiro |
| ROL | Radiação de Onda Longa |
| RPSAS | Regional Physical-space Statistical Assimilation System |
| RTG_SST | Real-time, global, sea surface temperature |
| RTG_SST_HR | Real-time, global, sea surface temperature high-resolution |
| SALLJEX | South American Low-Level Jet Experiment |
| SCM | Sistema Convectivo de Mesoescala |
| SEB | Sudeste do Brasil |
| SECONSERVA | Secretaria Municipal de Conservação e Serviços Públicos |
| SF | Sistema Frontal |
| SIMEPAR | Sistema Meteorológico do Estado do Paraná |
| SP | São Paulo |
| SUDENE | Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste |

| | |
|------|---------------------------------------|
| TSM | Temperatura da Superfície do Mar |
| VCAN | Vórtice Ciclônico de Altos Níveis |
| ZCAS | Zona de Convergência do Atlântico Sul |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Problema e Hipótese | 6 |
| 1.2 Objetivos..... | 7 |
| 1.3 Organização da Tese..... | 9 |
| CAPÍTULO 2 – REVISÃO DE LITERATURA..... | 11 |
| CAPÍTULO 3 – CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ANÔMALAS DOS EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA E NORMAL NO SUDESTE DO BRASIL ASSOCIADOS A SISTEMA FRONTAL E A ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL..... | 29 |
| 3.1 Introdução..... | 29 |
| 3.2 Dados e Metodologia..... | 31 |
| 3.2.1 Dados | 31 |
| 3.2.2 Eventos de Precipitação Intensa e Normal | 33 |
| 3.2.3 Perturbações Atmosféricas | 36 |
| 3.2.4 Anomalia da Composição | 37 |
| 3.2.5 Transporte de Vapor d'água | 39 |
| 3.3 Resultados e Discussão | 41 |
| 3.3.1 Frequência dos Eventos de Precipitação Intensa | 41 |
| 3.3.2 Características Atmosféricas Anômalas | 45 |
| 3.4 Sumário | 58 |
| CAPÍTULO 4 – EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA E NORMAL DURANTE O PÓS-VERÃO OCORRIDOS NO SUDESTE DO BRASIL ASSOCIADOS À ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL..... | 61 |
| 4.1 Introdução..... | 61 |
| 4.2 Dados e Metodologia..... | 63 |
| 4.3 Resultados e Discussão..... | 64 |
| 4.3.1 Umidade do Solo | 64 |
| 4.3.2 Características Atmosféricas Anômalas | 66 |
| 4.4 Sumário..... | 74 |
| CAPÍTULO 5 – EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA E ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR: ANÁLISE OBSERVACIONAL | 77 |
| 5.1 Introdução..... | 77 |

| | |
|---|------------|
| 5.2 Dados e Metodologia..... | 79 |
| 5.2.1 Dados | 79 |
| 5.2.2 Análise do Coeficiente de Correlação de Ordem de <i>Spearman</i> | 80 |
| 5.3 Resultados e Discussão..... | 82 |
| 5.4 Sumário..... | 87 |
| CAPÍTULO 6 – INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E TOPOGRAFIA EM EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA: SIMULAÇÕES NUMÉRICAS..... | 89 |
| 6.1 Introdução | 89 |
| 6.2 Análise Sinótica | 93 |
| 6.2.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988..... | 95 |
| 6.2.2 Caso Ibiraçu/ES: 17 de fevereiro de 2005 | 98 |
| 6.3 Dados e Metodologia..... | 101 |
| 6.3.1 O Modelo Eta Workstation..... | 101 |
| 6.3.1.1 Domínio, Condições Iniciais e de Fronteira | 103 |
| 6.3.2 Descrição dos Experimentos | 106 |
| 6.3.2.1 Separação de Fatores: Efeitos da TSM e da Topografia | 106 |
| 6.3.2.2 Resoluções de TSM e Magnitudes das Anomalias de TSM | 108 |
| 6.4 Resultados e Discussão..... | 110 |
| 6.4.1 Controle: Sinótica | 110 |
| 6.4.2 Controle: Mesoescala | 116 |
| 6.4.2.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988 | 116 |
| 6.4.2.2 Caso Ibiraçu/ES: 17 de fevereiro de 2005 | 121 |
| 6.4.3 Experimentos de Sensibilidade..... | 125 |
| 6.4.3.1 Separação de Fatores | 125 |
| 6.4.3.1.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988..... | 125 |
| 6.4.3.1.2 Caso Ibiraçu/ES: 17 de fevereiro de 2005 | 135 |
| 6.4.3.2 Resoluções de TSM e Magnitudes das Anomalias de TSM | 143 |
| 6.5 Sumário..... | 149 |
| CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES | 153 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 163 |
| ANEXO A – ARTIGO PUBLICADO..... | 177 |
| ANEXO B – ARTIGO PUBLICADO | 179 |

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Eventos meteorológicos severos que ocorrem no globo estão chamando a atenção do público e dos governos pelo fato de serem a principal causa de desastres naturais. Estas condições adversas de tempo, normalmente, estão diretamente associadas a transtornos que afetam a sociedade. Nos últimos anos, vários são os desastres catastróficos que vêm ocorrendo no Brasil. Nos dias 22 e 23 de novembro de 2008, as cidades localizadas no Vale do Itajaí/SC sofreram com inundações destruidoras, que tiveram consequências trágicas de 135 óbitos, 80 mil desabrigados, 150 mil habitantes ficaram sem eletricidade e houve racionamento de água. De uma população de 5,9 milhões, 1,5 milhão de Catarinenses foram afetados direta ou indiretamente pelas enchentes. Os prejuízos à economia do Vale do Itajaí foram calculados, aproximadamente, em R\$ 300 milhões. Nos meses de abril e maio de 2009, chuvas intensas também castigaram as regiões Norte e Nordeste do país, deixando mais de 600 mil pessoas afetadas pelas enchentes. Os estados mais atingidos pelas fortes chuvas foram o Maranhão, o Piauí, o Ceará, a Bahia, o Pará e o Amazonas. Além das inundações e desabamentos de terra, também, tem-se a ocorrência de raios. Um levantamento, que correspondeu a uma década (2000–2009), realizado pelo grupo de Eletricidade Atmosférica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (ELAT/INPE) revelou que 132 pessoas morrem, em média por ano, no Brasil atingidas por raios.

Mais especificamente, no Sudeste do Brasil (SEB), durante o verão são rotineiros nos noticiários os destaques com relação aos prejuízos deixados pelas chuvas intensas que castigam a região neste período. Recentemente, entre os dias 31 de dezembro de 2009 e 01 de janeiro de 2010, dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) revelaram que a intensa precipitação ocorrida em Angra dos Reis/RJ, ocasionou deslizamentos de terra que mataram 54 pessoas na cidade. Em São Luís do Paraitinga/SP a Defesa Civil contabilizou 4 mil pessoas desabrigadas e 5 mil desalojados, isto é, praticamente metade da população da cidade, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). No dia 06 de fevereiro de 2010, a cidade de São Paulo registrava o seu 46° dia

consecutivo de chuvas, causando diversos transtornos à população. Desta forma, uma melhoria na previsão dessas chuvas intensas que assolam o SEB é de grande importância, já que se trata da região mais populosa do país. Sua economia é a mais desenvolvida e industrializada dentre as economias das cinco regiões brasileiras e nela está concentrada mais da metade da produção nacional. Ainda, a agricultura tem elevado padrão técnico e boa produtividade, sendo uma das principais atividades econômicas da região.

Durante o verão, no SEB, as chuvas intensas são causadas principalmente, por duas importantes perturbações atmosféricas: incursões de Sistemas Frontais (SF) e formações de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). As frentes atmosféricas são zonas de fortes gradientes térmicos horizontais acompanhados por uma mudança acentuada na direção do vento e uma transição significativa no campo de umidade relativa (BLUESTEIN, 1993). Um estudo observacional da frequência de sistemas frontais na América do Sul (AS) realizado por Oliveira (1986) mostrou que as incursões de frentes frias são bem distribuídas em todas as estações do ano. Este sistema é responsável por grande parte das chuvas no norte da Argentina, Uruguai, Paraguai, Sul, Sudeste, Sudoeste e Centro-Oeste do Brasil, Bolívia e Sul do Peru. A atividade convectiva destes sistemas é muito baixa no inverno e alta no verão austral. A ZCAS é uma zona de intensa atividade convectiva, com convergência na baixa troposfera, que se estende por milhares de quilômetros desde o sul da Amazônia até o setor centro-sul do oceano Atlântico. Sua atuação é bem caracterizada durante os meses de dezembro a março (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997). Esta é uma das três zonas de convergência subtropicais do Hemisfério Sul. O sistema é responsável por uma grande quantidade de chuvas nos Estados do Rio de Janeiro, norte e leste de São Paulo, sul e oeste de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, e sul e leste do Mato Grosso. A ZCAS tem um papel fundamental na intensificação da precipitação sobre o SEB (KODAMA, 1992).

A previsão numérica de tempo tem sido cada vez mais utilizada como informação estratégica de planejamento para diversas áreas de atividade econômica e social. Contudo, a previsão da intensidade e localização da chuva, ainda é um dos principais desafios enfrentados nas atividades operacionais dos principais centros mundiais de

previsão de tempo e clima, como por exemplo, *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*, *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*, *Japan Meteorological Agency (JMA)*, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), etc. Desta forma, indicadores do potencial de ocorrência de um evento crítico são importantes para que um alerta seja emitido com suficiente antecedência à Defesa Civil e a população em geral, para tomadas de providências que reduzam os possíveis prejuízos. Os processos de escalas menores que a sinótica são determinantes a intensidade e a distribuição espacial das chuvas. Contudo, tanto na área observacional quanto na de modelagem numérica, ainda existem grandes dificuldades em resolver esses processos, devido a vários motivos, dentre eles: poucas observações em superfície e de perfis verticais, deficiência brasileira em não possuir um satélite próprio em órbita, rede integrada de radares, etc.

Sistemas atmosféricos de mesoescala causadores de chuvas intensas muitas vezes estão associados com características da escala sinótica (MADDOX et al., 1979; MADDOX e DOSWELL III, 1982), que por sua vez podem ser modulados por variações intrassazonais (CARVALHO et al., 2002; NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997). Da mesma forma, variações interanuais (HOERLING e KUMAR, 2000) podem modular tanto os padrões de grande escala (GRIMM e SILVA DIAS, 1995; GANDU e SILVA DIAS, 1998) quanto os padrões de mesoescala e de precipitação (VELASCO e FRITSCH, 1987). A discussão acima enfatiza a importância de continuar considerando os eventos diários de precipitação intensa como resultado das interações de várias escalas.

A investigação de eventos de precipitação intensa em escala regional é uma tarefa complexa. A topografia e a circulação local podem aumentar a atividade de sistemas convectivos de mesoescala, os quais sob condições meteorológicas favoráveis podem gerar chuva intensa e tempo severo em poucas horas. Em outras palavras, características topográficas influenciam na formação e intensificação de células convectivas, que podem ser fundamentais nas observações de grandes totais diários de precipitação (SMITH et al., 1996). Feições topográficas como as Serras do Mar e da Mantiqueira são caracterizadas por máximos totais anuais e fortes gradientes de precipitação (LIEBMANN et al., 2001). Especificamente para o Estado de São Paulo, estudos

realizados por Carvalho et al. (2002), evidenciaram que uma das características topográficas mais importantes sobre a região para a distribuição regional das chuvas é a presença da Serra do Mar, a leste do Estado . Esta característica topográfica é responsável pelo máximo sazonal de precipitação sobre o litoral. A Serra da Mantiqueira, ao norte da região, também é responsável por um aumento local da precipitação sazonal.

Um número de simulações numéricas vem sendo executadas a fim de se entender os mecanismos atmosféricos que determinam a ocorrência de um evento de precipitação intensa em regiões montanhosas, tais como os realizados por Buzzi et al. (1998) na Itália, Romero et al. (2000) na Espanha, Singleton e Reason (2006) no Sul da África do Sul. Contudo, ainda são poucos os estudos empreendidos no Brasil. Figueroa et al. (1995) mostraram a importância dos Andes na circulação de verão da AS. Carvalho et al. (2002) verificaram que em escala regional a ZCAS oceânica intensa foi importante para o aumento de eventos extremos de precipitação sobre a Mantiqueira e altas planícies. Haas (2002) verificou o papel do relevo num evento de ciclogênese a leste dos Andes. A topografia afetou significativamente a quantidade de precipitação, pois o volume de água precipitada simulada foi em torno de 50% inferior à observada. Seluchi et al. (2010) apresentaram um estudo de chuva intensa a partir de experimentos numéricos relacionados à topografia da Serra do Mar. Sendo que, a diminuição desta topografia causou um deslocamento mais rápido da frente fria em direção ao Nordeste do Brasil, como também houve uma significativa redução da precipitação na região.

As brisas marítimas e terrestres, que são fenômenos de mesoescala, influenciam nas características do escoamento do ar e por consequência na precipitação. A influência da brisa marítima na intensificação da precipitação causada por sistemas sinóticos é apontada por Teixeira e Satyamurty (2006), assim como a interação entre a brisa marítima, a topografia e a ilha de calor na ocorrência de eventos de precipitação intensa. A brisa marítima e as circulações entre a região plana e a montanha produzem forte variação diurna no campo de vento em superfície. Estas circulações diurnas são mais fortes durante os meses de verão, quando a incidência solar é mais intensa e de maior duração (FREITAS e SILVA DIAS, 2004; CAVALCANTI et al., 2006).

A parte sudoeste da bacia do Atlântico Sul é uma região que desperta interesse, por ser uma área ciclogênica (GAN e RAO, 1991), por apresentar sistemas atmosféricos quase estacionários, como a ZCAS e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), e também por ter circulação oceânica na faixa entre 38°S e 42°S dominada pela confluência das correntes do Brasil e das Malvinas. A associação entre o oceano e a atmosfera tem sido evidenciada em estudos de variabilidade de precipitação, em muitas regiões do Brasil, considerando as correlações entre parâmetros da circulação atmosférica como pressão, vento, precipitação e parâmetros oceânicos, principalmente a temperatura da superfície do mar (TSM) [MOURA e SHUKLA, 1981; RAO et al., 1993; NOBRE, 1993]. Vários estudos têm mostrado que os padrões de TSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico podem ser importantes na modulação da precipitação regional na AS, principalmente no norte, no sul e no sudeste do país (ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; DIAZ et al., 1998).

Em geral, resultados associados aos modos de TSM obtidos para o verão austral concordam com as composições de anomalias de TSM associadas ao modo de variabilidade de precipitação. Por exemplo, águas anormalmente quentes no Atlântico Subtropical são frequentemente associadas à seca no SEB, enquanto que anomalias frias no sudoeste do Atlântico estão relacionadas ao aumento da precipitação na região da ZCAS (CHAVES, 2004). Esta relação entre a precipitação e a TSM tem sido reportada em vários trabalhos, como em Diaz et al. (1998), Barros et al. (2000), Robertson e Mechoso (2000), Doyle e Barros (2002) e Muza (2006). Contudo, estes trabalhos não se referem no contexto de analisar apenas eventos de precipitação intensa.

Nos últimos anos, a Meteorologia tem despertado maior interesse na sociedade, e com isso as exigências quanto ao grau de acerto das previsões de tempo também aumentam, assim, levando a comunidade científica na continuação incessante de desenvolvimentos de pesquisas em diferentes aspectos no intuito de melhorar as previsões dos eventos severos. Neste sentido, uma das grandes motivações para a realização deste estudo está na necessidade de um melhor entendimento da influência da TSM do oceano Atlântico Subtropical e da topografia sobre a ocorrência de episódios de chuvas intensas na região Sudeste do Brasil.

1.1 Problema e Hipótese

Eventos de precipitação intensa são indiscutivelmente as condições meteorológicas adversas que mais causam transtornos em todo o mundo. A ocorrência destas chuvas, principalmente durante o verão, no SEB, causa grande impacto sobre as atividades sócioeconômicas da região. As Defesas Civas dos estados que compõem o SEB, durante a estação chuvosa, executam planos de contingência para minimizar os efeitos dos episódios de chuvas intensas. As consequências mais frequentes, durante o período de verão são as inundações, deslizamentos de terra, desabamentos, raios, vendavais e granizos, causando prejuízos aos serviços essenciais como fornecimento de energia elétrica, abastecimento de água, saneamento, saúde, como também muitos óbitos. Durante a temporada do verão de 2009–2010, no Estado de São Paulo, 157 municípios foram afetados pelas chuvas deixando 78 mortos, 58 feridos e 23.174 desabrigados. A cidade de São Paulo até o dia 06 de fevereiro de 2010 estava em seu 46º dia de chuva consecutiva. Em janeiro, deste ano, registrou-se a maior marca em volume de chuvas para o mês desde 1947, segundo o INMET foram 480.5 mm de chuva contra 481.4 mm há 63 anos. Além disso, só nos quatro primeiros dias de fevereiro choveu 60% da média histórica para o mês na capital. Em Minas Gerais, de acordo com o boletim do centro de controle de emergências, 102 municípios mineiros foram afetados pelas chuvas, nestes, calcularam-se que mais de 430 mil pessoas foram afetadas com 8.887 pessoas desalojadas, 14 vítimas fatais, 51 feridos e uma desaparecida. Os danos materiais somaram 4,267 casas danificadas, 156 destruídas, 71 pontes destruídas e 122 danificadas. Desta forma, considera-se que uma compreensão da ocorrência de episódios de chuvas intensas é muito relevante para o SEB, porque é onde está concentrada a maior população do Brasil (quase 73 milhões de habitantes) e é responsável por 61,5% do Produto Interno Bruto (PIB) do país. Cerca de 19.5 milhões de habitantes, isto é, 26% do total do Brasil, ocupam os três principais centros urbanos da região (São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte), cujo abastecimento de água depende da variabilidade das chuvas causadas pelos fenômenos atmosféricos que atuam sobre a região. Além disso, grande parte da região Sudeste possui lavouras e atividade pecuária, as quais também dependem da regularidade das chuvas. Assim, precipitações

intensas e persistentes por muitos dias podem gerar significantes danos econômicos e perdas de vidas, principalmente em cidades cuja infra-estrutura não é adequada para evitar enchentes e aquelas que possuem habitações em locais de risco, como encostas de montanhas, vales de rios e córregos.

É importante notar que, geralmente, um serviço meteorológico é avaliado em termos de quão bem são previstos os eventos de tempo severo. Dada a complexidade das causas de tais eventos durante uma estação ou ano, a necessidade de uma investigação detalhada de diferentes aspectos sinóticos e dinâmicos do fenômeno é grande. Sugere-se a hipótese de que um ambiente de escala sinótica favorável é fundamental para ocorrência de precipitação intensa associados com distúrbios de SF ou ZCAS, embora as chuvas intensas se concentrem em estruturas de meso e micro escalas.

1.2 Objetivos

O objetivo geral deste estudo, na análise observacional, partindo das composições das anomalias de variáveis meteorológicas em escala sinótica, é estabelecer diferenças entre eventos de precipitação normal e intensa associados à incursão de SF ou formação de ZCAS. E, na parte numérica, simular a ocorrência dos eventos de precipitação intensa, para posteriormente realizar experimentos de sensibilidade com o intuito de verificar a possível influência das anomalias de TSM e da topografia sobre episódios de chuvas intensas.

Os objetivos específicos deste estudo são:

- Estabelecer características dos padrões em escala sinótica, durante a estação chuvosa, associadas a episódios de chuvas intensas no SEB provocadas por incursões de SFs e formações de ZCAS. Como também, comparar estas características com os episódios de precipitação normal sobre a região, com o intuito de analisar as diferenças nas intensidades inerentes aos episódios associados às diferentes perturbações atmosféricas com dois dias de antecedência do evento;
- Determinar características do padrão atmosférico em escala sinótica associadas com episódios de chuvas normais e intensas sobre o SEB causados por ZCAS, durante o mês de março, assim como compará-los com casos de precipitação intensa dos meses de novembro a fevereiro. O propósito deste objetivo é procurar saber quais ingredientes atmosféricos estão associados às intensas chuvas que ocorrem em março;
- A partir de uma análise observacional averiguar a possível associação entre as anomalias de TSM do Atlântico Subtropical e os eventos de precipitação normal e intensa ocorridos sobre o SEB, a fim de saber se as anomalias positivas ou negativas de TSM são ingredientes favoráveis para a ocorrência dos episódios de chuvas intensas;
- Simular eventos de precipitação intensa com um modelo de mesoescala. Investigar a influência das anomalias de TSM e da topografia na ocorrência destes eventos no SEB. Verificar o impacto de diferentes magnitudes e resoluções de anomalias de TSM inseridas nas condições de contorno para simular eventos de precipitação intensa.

Portanto, o desenvolvimento desta pesquisa poderá ser útil para os previsores de tempo da região Sudeste do Brasil, pois com os resultados obtidos saberemos discernir a intensidade da perturbação associada a um evento normal de um intenso. Também, poderemos oferecer informações sobre qual melhor resolução de TSM utilizar no modelo regional para previsão de chuva intensa.

1.3 Organização da Tese

Este estudo está organizado da seguinte forma: o **Capítulo 2** apresenta uma revisão bibliográfica que aborda estudos observacionais e numéricos sobre eventos de precipitação intensa e sua relação com anomalias de TSM e topografia. O **Capítulo 3** descreve a circulação anômala associada aos eventos de precipitação normal e intensa ocasionados por SF ou ZCAS. O **Capítulo 4** exhibe as características anômalas dos episódios de precipitação normal e intensa ocorridos, especialmente, em março na região Sudeste apenas para situações de ZCAS. No **Capítulo 5**, a partir de dados observados os eventos de precipitação intensa e normal são correlacionados com as anomalias de TSM do oceano Atlântico Subtropical. O **Capítulo 6** traz as simulações numéricas de estudo de casos, com o intuito verificar a possível influência da TSM e da topografia sobre os eventos de precipitação intensa. Finalmente, no **Capítulo 7** são apresentadas as conclusões deste estudo e sugestões para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DE LITERATURA

É cada vez mais difundido o reconhecimento de que a região que compreende as latitudes médias da AS apresenta condições potencialmente favoráveis à ocorrência de tempestades severas. Vários trabalhos ilustram este fato, dentre os quais pode-se citar Brooks et al. (2003) que elaboraram uma “climatologia” global dos ambientes atmosféricos propícios, como por exemplo: instabilidade convectiva e cisalhamento vertical do vento, ao desenvolvimento de tempo severo entre os anos de 1997 e 1999, utilizando-se perfis verticais atmosféricos gerados a partir das Reanálises do NCEP/NCAR. Os resultados são reproduzidos na Figura 2.1, a qual indica uma estimativa do número de dias por ano, entre 1997 e 1999, com parâmetros atmosféricos favoráveis ao desenvolvimento de tempo severo. Nesta revisão de literatura apenas a AS é enfatizada porque a nossa área de estudo faz parte desta.

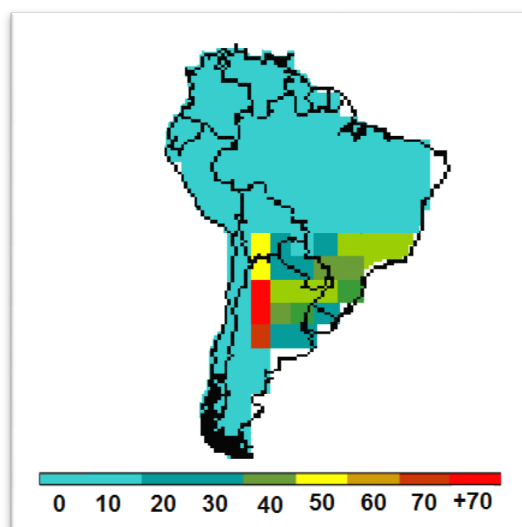


Figura 2.1 – Estimativa de dias por ano com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempestades severas para o período de 1997 a 1999.

Fonte: Adaptado de Brooks et al. (2003).

Conforme se pode observar na Figura 2.1, sobre a AS, o sinal atmosférico mais claro para ocorrência de tempestades severas foi capturado para o centro-norte da Argentina, regiões Sudeste e Sul do Brasil e Paraguai. A estimativa de dias por ano entre 1997 e 1999 com parâmetros propícios à tempestades severas ultrapassou 60 no centro da Argentina e mais de 40 no Sul e Sudeste brasileiro. O alto valor no centro-norte da Argentina pode ser resultado de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) que lá ocorrem (VELASCO e FRITSCH, 1987). A previsibilidade da ocorrência de SCMs foi analisada por Rozante et al. (2008). Os autores mostraram que a previsão do sistema dependeu da resolução do modelo e da capacidade deste representar os principais aspectos relacionados com o seu desenvolvimento. Neste sentido, os autores objetivaram encontrar a melhor configuração do modelo regional Eta aplicado à região de desenvolvimento destes sistemas, os quais são frequentes a leste dos Andes. Três experimentos foram realizados para o período do *South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX)*. A melhor configuração do modelo Eta para a simulação de ocorrências de SCMs sobre o norte da Argentina foi a versão não hidrostática, utilização do esquema de convecção Kain-Fritsch e umidade do solo estimada. Com essa configuração, o modelo foi capaz de simular a precipitação e as principais características atmosféricas associadas com o desenvolvimento de SCMs, tais como: o jato de altos níveis, o jato de baixos níveis, a umidade e os mecanismos associados à movimentos ascendentes, com 72 horas de antecedência.

O segundo maior valor de dias com ocorrências de tempestades severas encontrado na Figura 2.1 está nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, que pode ser uma resposta atmosférica dos SFs e ZCAS. Teixeira e Satyamurty (2007) analisaram características dinâmicas e sinóticas de episódios de chuvas intensas no Sul do Brasil. Os padrões do fluxo médio no período de um a três dias que precederam os episódios mostraram algumas características em escala sinótica que puderam ser consideradas como precursoras destes eventos: (i) um centro de baixa pressão profundo na média troposfera no leste do Pacífico Sul se aproximou do continente três dias antes, (ii) um centro de baixa pressão em superfície se formou no norte da Argentina um dia antes, (iii) um jato de norte em baixos níveis se desenvolveu sobre o Paraguai dois dias antes e (iv) um

forte fluxo de convergência de umidade sobre o Sul do Brasil foi proeminente um dia antes do episódio. Os autores ressaltaram outros importantes resultados, já que as características mostradas acima não foram inéditas. O jato de baixos níveis não foi a única fonte de umidade mais importante, pois uma forte área de convergência de umidade foi observada sobre o leste do Brasil e adjacências do Atlântico Sul. A pressão ao nível do mar, na região Sul do Brasil, não foi um bom indicador de ocorrência de precipitação intensa. Índices de instabilidade e água precipitável não mostraram nenhuma indicação antecipada da possibilidade de precipitação intensa. A convergência de massa deveria ser inspecionada em muitos mais níveis na baixa troposfera. Na primavera e no verão, a convergência de massa em 700 hPa foi uma característica significativa associada com precipitação intensa.

Especificamente, no SEB durante o verão, dois fenômenos atmosféricos são responsáveis pelo disparo de convecção profunda, e ocasionalmente chuvas intensas, os SFs e as ZCAS. A frente fria é uma superfície de separação entre massas de ar de características diferentes. O avanço de uma massa de ar frio polar (mais denso) sobre uma região força o ar mais quente (menos denso) a subir, assim causando intensa convecção. A atividade da frente fria pode ser intensificada pela topografia local ou pela interação com outros sistemas meteorológicos. Em situações de bloqueio atmosférico, uma frente fria pode ter pouco deslocamento permanecendo semi-estacionária sobre uma mesma região por vários dias seguidos, associados à intensa nebulosidade e chuva. Cavalcanti et al. (2006) descreveram condições atmosféricas associadas à ocorrência de dois casos de precipitação intensa no litoral norte do Estado de São Paulo, onde foram registrados deslizamentos nas cidades e nas estradas, além de alagamentos. No primeiro episódio, a intensa convecção foi associada à presença de um cavado de onda curta em altos níveis e de um cavado invertido em baixos níveis. No segundo episódio, um sistema tipo vírgula invertida afetou a região com movimento ascendente intenso. A circulação de brisa marítima e a presença de montanhas também contribuíram para a intensa convecção ocorrida.

As frentes frias têm um efeito na intensidade e distribuição da precipitação durante suas passagens sobre a AS. A fim de ilustrar este efeito, Cavalcanti e Kousky (2009)

confeccionaram compostos de precipitação para todas as frentes frias que passaram pelo SEB durante os meses de setembro, outubro e novembro de 1979-2005. A precipitação foi maior ao longo e atrás da frente que passou no Sudeste no dia do evento. Nos três meses, com o passar do tempo, houve um deslocamento para nordeste da precipitação máxima sobre o leste da AS, que indicou o deslocamento do SF. Os autores também evidenciaram, nos três meses, um aumento na intensidade da precipitação no oeste da Amazônia depois da passagem das frentes no SEB. A banda noroeste-sudeste de precipitação mais intensa, evidente após dois dias das passagens das frentes, esteve frequentemente associada à ZCAS.

Andrade (2005) realizou estudos de casos de chuvas extremas no verão, onde concluiu que, nos casos selecionados para o verão, o avanço de uma frente fria pelo litoral até o SEB foi um dos fatores responsáveis para o início da ocorrência de ZCAS. Neste estudo, observou-se que a formação de uma circulação ciclônica sobre algumas partes do Sudeste e Centro-Oeste, com um centro de baixa pressão, juntamente com a forte divergência em altos níveis e o movimento ascendente intenso, causaram precipitação intensa na região do Vale do Paraíba, sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Em altos níveis, o deslocamento da Alta da Bolívia e do cavado do Nordeste para oeste com a formação de um Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) também favoreceu a ocorrência da ZCAS.

A ZCAS, durante o verão, tem um papel fundamental em modular a precipitação sobre a região mais populosa do Brasil (CARVALHO e JONES, 2009). A umidade e o calor vindos das latitudes mais baixas alimentam a formação de nuvens convectivas, que podem provocar precipitação durante vários dias na direção noroeste-sudeste do Brasil. O fenômeno geralmente está associado a eventos de precipitação intensa. Quadro (1994) mostrou que as características da ZCAS estão relacionadas à: (i) permanência do sistema frontal por mais de quatro dias, (ii) convergência de umidade em baixos e médios níveis, (iii) vorticidade ciclônica em 850 hPa e anticiclônica em 200 hPa e (iv) penetração de ar frio ao sul da faixa de nebulosidade em baixos níveis. Satyamurty et al. (2000) apresentaram as condições sinóticas responsáveis pelas chuvas fortes que duraram cerca de cinco dias, desde a noite do dia 31 de dezembro até o dia 6 de janeiro,

na região da Serra da Mantiqueira no começo do ano 2000. A aproximação de uma frente fria no litoral do Estado de São Paulo no dia 31 de dezembro de 1999 causou uma forte advecção quente sobre o norte de São Paulo, sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro e oceano adjacente. Esta situação propiciou a formação de um centro de baixa pressão no oceano Atlântico próximo do litoral entre São Paulo e Rio Grande do Sul, que fortaleceu a convecção na região frontal. A subsidência causada pela formação do VCAN no litoral do Nordeste bloqueou a frente no SEB e causou a permanência da mesma, assim caracterizando ocorrência de ZCAS. Em média, durante o episódio, a convergência e vorticidade ciclônica na baixa troposfera e divergência e vorticidade anticiclônica na alta troposfera estiveram fortes sobre a região da ZCAS.

Carvalho et al. (2004) verificaram relações entre a intensidade e a característica geográfica da ZCAS e os extremos de precipitação sobre todo o território brasileiro. O estudo indicou que a ocorrência de intensa atividade convectiva associada à ZCAS sobre o continente pode aumentar o valor do percentil de 95% da precipitação diária com respeito à climatologia sobre o SEB. Uma diminuição no percentil foi observada nos casos em que a ZCAS foi fraca. Quando a atividade convectiva foi mais oceânica, notou-se que as variações mais significativas no percentil de 95% limitaram-se à região Sudeste, particularmente, sobre o sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

Chou et al. (2006) investigaram a previsibilidade de eventos de precipitação intensa para forçantes de escala local e grande escala sobre a Serra do Mar, com o uso de um conjunto de previsões numéricas (*ensemble*) de curto prazo. Para o caso associado (09/04/2006) à forçante de escala local, a precipitação acumulada em Angra dos Reis/RJ foi de 128 mm/dia e Ubatuba/SP de 80 mm/dia. Depois da passagem de um sistema frontal, a circulação litorânea que adentrou o continente foi intensificada e combinada com a orografia, o que causou áreas localizadas de máximos de precipitação. As simulações do modelo com resolução de 40 km produziram pouca precipitação ao longo da costa. O aumento da resolução para 10 km resultou em um considerável incremento na precipitação, embora grande variabilidade entre os membros tenha sido observada. O evento de precipitação intensa associado à atividade de ZCAS foi responsável pela precipitação acumulada de 200 mm em quatro dias sobre áreas ao sul da Serra do Mar.

As previsões de 120 h do modelo Eta com 10 km de resolução mostraram que todos os membros posicionaram corretamente o máximo da precipitação na parte sul da Serra do Mar.

Mendes (2006) estudou um evento extremo de chuva ocorrido na cidade de Angra dos Reis/RJ, por meio de simulações de altas resoluções (10 e 3 Km) com o modelo Eta. Este caso esteve associado a um episódio de ZCAS em grande escala e com atuação de nuvens convectivas em mesoescala. Foram realizadas oito simulações numéricas, a fim de testar diferentes resoluções horizontais, diferentes perfis de referência de umidade e as dinâmicas hidrostática e não-hidrostática. Os experimentos com perfil úmido apresentaram melhores resultados em relação àqueles com perfil seco, para a descrição dos padrões de precipitação. O aumento da resolução permitiu que o modelo pudesse simular mais adequadamente a escala de convecção cumulus, proporcionando maior instabilidade convectiva e uma melhor localização das nuvens convectivas. Os experimentos na resolução de 3 km com perfil úmido apresentaram melhores resultados para as variáveis avaliadas. Os experimentos mostraram poucas diferenças entre a aproximação hidrostática e não-hidrostática.

Rozante e Cavalcanti (2006) verificaram a influência da condição inicial na simulação de um evento de precipitação intensa na região serrana do Estado de São Paulo. Simulações de modelos operacionais e outras várias simulações em alta resolução, utilizando a condição inicial do NCEP não conseguiram caracterizar este episódio, exceto uma integração realizada com uma condição inicial proveniente de uma perturbação utilizando o método de previsão por conjunto (*ensemble*). A condição inicial perturbada forneceu condições favoráveis para instabilizar a região de ocorrência do episódio como, aquecimento, umidade, intensidade e direção do vento. Melhorias na caracterização da circulação local contribuíram para a ocorrência da confluência e convergência em baixos níveis, resultando em movimentos ascendentes para o desenvolvimento da convecção.

Chou et al. (2007) estudaram quatro eventos de precipitação intensa que causaram deslizamentos de terra na Serra do Mar, por meio de simulações numéricas com o

modelo de mesoescala Eta. Estes eventos ocorreram em fevereiro de 1967, janeiro de 1985, fevereiro de 1988 e dezembro de 1999. A quantidade de precipitação total para estes casos foi de 300 mm acumulados em apenas três dias, valor que corresponde, aproximadamente, a média mensal. As condições de grande escala mostraram atividade de ZCAS, a qual permaneceu em média sobre a região por quatro dias. A circulação anticiclônica ao sul da ZCAS produziu um fluxo na direção perpendicular à linha costeira da região Sudeste. A brisa marítima foi intensificada pela circulação anticiclônica, que resultou em movimentos ascendentes sobre a montanha da Serra do Mar e, conseqüentemente, em precipitação intensa. As simulações foram avaliadas com dados observados e dados de Reanálise. Os resultados, também mostraram que as simulações de precipitação acumulada de 36 h subestimaram a intensidade da chuva observada. As simulações com resoluções de 10 e 5 km, com 38 e 50 camadas na vertical, também foram investigadas. O aumento da resolução vertical mostrou grande melhoria nas simulações dos eventos estudados.

Vasconcellos (2008) identificou as características atmosféricas dos eventos diários e sazonais de precipitação extrema em uma parte da região Sudeste que engloba a Serra do Mar localizada sobre o Estado de São Paulo. Os resultados mostraram que a ocorrência de verões considerados muito chuvosos aumentou nos últimos anos. Foi verificada a influência de diversos fenômenos e sistemas meteorológicos nos extremos de precipitação sazonais e diários em parte da região Sudeste. A intensidade e/ou frequência da atuação da ZCAS e dos SFs foram importantes fatores nos extremos diários e sazonais de precipitação na área analisada durante o verão.

Seluchi e Chou (2009) analisaram padrões sinóticos associados à ocorrência de situações de deslizamentos de encostas na região litorânea do Estado de São Paulo. Dos 33 casos de ocorrências de deslizamentos no período de verão, 80% deles estiveram relacionados com sistemas meteorológicos de escala sinótica ou escala maior. Entre eles a atuação da ZCAS e a passagem de frentes frias foram as causas fundamentais para as ocorrências de deslizamentos de terra. Após uma análise detalhada de cada situação, foi concluído que, em torno de 50% dos casos de ZCAS que permaneceram sobre o Estado de São Paulo por mais de dois dias provocaram a queda de encostas. Os campos médios

na baixa troposfera exibiram um cavado e um anticiclone, na retaguarda da frente, mais intensos e foram associados a um gradiente meridional maior de temperatura.

Estudos têm mostrado que a TSM do Atlântico Subtropical exerce influência no padrão de precipitação da região Sudeste do Brasil. Contudo, a influência deste oceano ainda é uma questão que permanece em aberto, bem como os processos físicos envolvidos nas conexões entre a TSM desta bacia e a convecção sobre este continente. As interações entre o oceano e a atmosfera tendem a se concentrar na sua interface, onde os gradientes das propriedades físicas, tais como temperatura e densidade, são acentuadas e a dinâmica destes meios está acoplada através dos processos de trocas de calor e momento. A TSM tem importante influência no aquecimento e conteúdo de umidade da atmosfera, afetando a circulação deste meio em escala de tempo e clima. Por sua vez, a atmosfera dirige a circulação dos oceanos através dos fluxos de momento e calor (MOURA e SHUKLA, 1981).

O papel do Atlântico Sudoeste no tempo e clima começou a ser investigado recentemente. Os mecanismos físicos pelos quais esse oceano pode impactar no tempo e clima dessa região ainda não são tão claros. Evidências da relação da TSM do Atlântico Sudoeste com a precipitação no Estado do Rio Grande do Sul foram mostradas por Diaz et al. (1998). O estudo ressaltou que, independentemente dos efeitos remotos de outras regiões oceânicas, como por exemplo, o EN as maiores correlações entre TSM e precipitação ocorreram nos meses de abril a julho, quando se encontrou um sinal mais forte do Atlântico Sudoeste na modulação da precipitação. Anomalias positivas (negativas) de TSM foram associadas a anomalias negativas (positivas) de precipitação no extremo sul do Brasil e Uruguai.

Um assunto que ainda tem muita controvérsia é a relação das anomalias de TSM do Atlântico Sudoeste com o surgimento e posicionamento da ZCAS. Robertson e Mechoso (2000) mostraram que a intensificação da ZCAS em escala interanual coincide com anomalias negativas (positivas) de TSM ao norte (sul) de 40°S e sugeriram que estas anomalias negativas de TSM sobre o Atlântico Sudoeste puderam incrementar a persistência das anomalias de radiação de onda longa associadas à ZCAS, que por sua

vez podem intensificar as anomalias de TSM. Desta forma, estabelecida a circulação da ZCAS, as áreas oceânicas adjacentes a este sistema tenderam a esfriar, intensificando a circulação de monção sobre a AS, através do aumento do gradiente leste-oeste de temperatura entre o oceano e a atmosfera. Com o aumento da convecção, a TSM tornou-se mais fria, havendo então retroalimentação entre a atmosfera e o oceano. Por outro lado, sabe-se que as anomalias positivas de TSM favorecem o aumento de evaporação, podendo favorecer a convecção da ZCAS através de maior disponibilidade de vapor d'água e instabilização das camadas inferiores da atmosfera.

Estudos de Barros et al. (2000) evidenciaram que quando a posição média mensal da ZCAS não teve variações significativas, anomalias positivas (negativas) de TSM ao sul da ZCAS estiveram ligadas às anomalias positivas (negativas) de precipitação no Sul da AS. Contudo, houve deslocamento da ZCAS para sul (norte) quando anomalias positivas (negativas) de TSM ocorreram. Este deslocamento tendeu a inibir (aumentar) a precipitação no Sul da AS por causa do aumento (diminuição) da subsidência. Por outro lado, no Nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil, a precipitação de verão teve uma clara dependência da TSM do oceano Atlântico. Anomalias positivas (negativas) de TSM do oceano Atlântico Extratropical não somente contribuíram para aumentar (diminuir) a precipitação no continente, mas também estiveram associadas com a mudança da ZCAS para sul (norte), que conseqüentemente, aumentou os efeitos da TSM na precipitação.

Doyle e Barros (2002) estudaram a variabilidade interanual da circulação em baixos níveis e a precipitação na AS Subtropical, associadas às anomalias TSM do oceano Atlântico Oeste Subtropical utilizando Reanálises do NCEP/NCAR, dados de precipitação e TSM mensal. A região de estudo estendeu-se desde 20°–30°S e de 30°–50°W. A prevalência durante o verão de cada uma das fases dos padrões em baixos níveis associados à gangorra da ZCAS dependeu das anomalias de TSM no oceano Atlântico Subtropical. Essa prevalência pode, eventualmente, resultar de um *feedback* positivo que possa contribuir para manter anomalias positivas (negativas) de TSM com atividade fraca (intensa) da ZCAS.

Cardoso e Silva Dias (2001) identificaram sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil, áreas onde o comportamento pluviométrico sazonal é homogêneo, a partir disto investigaram a relação sazonal entre as anomalias de TSM do oceano Atlântico e os eventos extremos de precipitação sobre estas regiões homogêneas. Para o trimestre dos meses que corresponderam ao verão, os autores evidenciaram a alta variabilidade da relação entre a precipitação e as anomalias de TSM do oceano Atlântico, pois foram verificados diferentes padrões espaciais de acordo com a localização da região homogênea.

Com o intuito de relacionar as chuvas do sistema de monção da AS com as anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico, Veiga et al. (2002), mostraram que houve uma relação entre as chuvas de monção acima da média e anomalias negativas de TSM na região do Atlântico Subtropical, a qual pôde ser devida à intensificação dos alísios próximo à região. Isso é possível devido às anomalias negativas de TSM intensificarem a ASAS, o que causaria um aumento no transporte de umidade para a região de monção que estaria relativamente mais quente, fazendo com que as chuvas aumentassem devido ao aumento do gradiente de temperatura entre o continente e o oceano.

Chaves e Nobre (2004) mostraram, com experimentos numéricos, que anomalias de TSM quentes (frias) sobre o Atlântico Subtropical tenderam a intensificar (enfraquecer) a ZCAS. Por sua vez, uma intensificação da ZCAS tendeu a esfriar as águas superficiais por meio de reduções na radiação solar incidente, o que resultou em um surgimento de anomalias frias de TSM ou enfraquecimento das anomalias quentes de TSM. Os autores propuseram um mecanismo de *feedback* negativo entre as nuvens e a radiação de ondas curtas e a TSM envolvendo a atmosfera e a parte Sudoeste do Atlântico. Em concordância com este trabalho, Grimm e Tedeschi (2004), mostraram que a chuva excessiva (deficiente) nas regiões Centro-Oeste e Sudeste esteve associada com TSM mais fria (quente) por causa do aumento (diminuição) de nebulosidade e conseqüente redução (aumento) da radiação absorvida na superfície do Atlântico Sul.

No mesmo sentido de investigação, Almeida et al. (2007), analisaram o *feedback* negativo entre a ZCAS e as anomalias de TSM do Atlântico Sul no verão austral. A

principal motivação deste estudo foi confirmar a existência de um *feedback* termodinâmico negativo envolvendo a ZCAS e o campo de TSM subjacente, primeiramente descrito por Chaves e Nobre (2004) em experimentos numéricos sem o acoplamento oceano-atmosfera. Esse *feedback* consistiu de uma resposta atmosférica inicial para a TSM local. No caso de anomalias quentes de TSM a resposta consistiu na intensificação e na migração da ZCAS para norte, seguido pelo amortecimento das anomalias oceânicas devido ao bloqueio de entrada da radiação solar por aumento da nebulosidade. Os resultados demonstraram que este padrão apareceu como um modo dominante de variabilidade em campos anômalos de TSM e omega em 500 hPa das Reanálises do NCEP/NCAR. Posteriormente, Bombardi (2008) examinou as relações entre os padrões de TSM com a ocorrência de extremos nas características das monções da AS, sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. O autor mostrou que a variabilidade da TSM do oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um importante papel sobre a variabilidade da precipitação total acumulada durante a monção de verão. Novamente, concordando com resultados mostrados previamente, o foi observado que anomalias negativas (positivas) de TSM sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul Extratropical estiveram associadas a verões chuvosos (secos) sobre a região.

Por outro lado, Liebmann et al. (2001), analisaram a variabilidade interanual de eventos de precipitação extrema no Estado de São Paulo durante o período de 1947 a 1995. Um evento extremo foi definido para cada posto pluviométrico quando a precipitação diária excedeu uma certa porcentagem da média sazonal (limiares 8%, 10% e 12% foram testados). Consideraram a estação chuvosa de outubro a março, e com esses estudos mostraram evidências de que a variabilidade interanual da contagem de eventos extremos em todo o estado esteve correlacionada positivamente com anomalias de TSM no Pacífico Equatorial, estendendo-se a partir da linha da data até a costa oeste da AS. A variação interanual da contagem de eventos para postos próximos à costa do Atlântico, considerando-se o período entre novembro e fevereiro, esteve positivamente correlacionada com anomalias de TSM no oceano Atlântico, próximo à latitude de São Paulo. Em ambos os casos, a relação entre anomalias TSM e média de precipitação foi

fraca. Essas associações foram verificadas para os verões 1976–77 a 1994–95, mas não foram estatisticamente significativas quando consideraram os registros a partir de 1948.

Ferreira et al. (2004) em concordância com os trabalhos de Liebmann et al. (2001) e Carvalho et al. (2002) mostraram que houve um aumento de, aproximadamente, duas vezes na frequência de ocorrência de ZCAS com intensa atividade convectiva sobre o oceano, isto como consequência da intensificação do jato subtropical de altos níveis sobre o oceano Atlântico durante as fases quentes do EN. Os autores indicaram um aumento da contagem de eventos extremos em associação com anomalias positivas de temperatura a leste da linha da Data no Pacífico Equatorial. Contudo, não pareceu existir uma clara associação entre padrões de anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e extremos de precipitação sazonal (dezembro, janeiro e fevereiro) para o sul do Estado de São Paulo. Aparentemente, os extremos sazonais nessa região estiveram relacionados com anomalias de TSM no Atlântico Tropical Sul.

Cuadra e Rocha (2007) estudaram o impacto da especificação da TSM sobre o oceano Atlântico Sul na variabilidade interanual da precipitação e temperatura do ar simulada sobre o Sudeste da AS durante dez verões, de 1989 a 1998, utilizando o *Regional Climate Model (RegCM3)*, conduzido pelas Reanálises do NCEP/NCAR. As análises foram realizadas através da comparação de simulações forçadas com: (i) TSM mensal observada; (ii) TSM composta pela persistência de anomalias de TSM de novembro sobreposta na TSM persistida do ciclo climatológico observado. Os resultados mostraram que, ao longo do sudeste da AS, o impacto da TSM persistida é baixo na precipitação sazonal simulada e na climatologia de temperatura do ar. Além disso, as anomalias sazonais interanuais nesta área não mudaram de sinal em função da TSM prescrita. Sobre o oceano Atlântico, principalmente, na região onde a ZCAS atua, as simulações apresentaram uma resposta direta em função da TSM, ou seja, se as TSM prescritas fossem mais quentes (mais frias) do que a TSM mensal observada, a precipitação sazonal aumentava (diminuía).

Além das anomalias de TSM outro fator que pode influenciar na distribuição da precipitação de uma região é a topografia. Segundo Hill (1993), a presença da orografia

tem um papel duplo na intensificação da produção da precipitação: intensifica a precipitação pelo levantamento de parcelas de ar potencialmente instáveis e ajuda na formação de novas tempestades através das zonas de convergência quase estacionárias em baixos níveis, que fornecem a umidade para o desenvolvimento de novas convecções. Segundo Smith (1979), não existe precipitação orográfica pura propriamente dita, ela sempre está acompanhada de alguma forma de instabilidade atmosférica de escala sinótica e frequentemente é intensificada pela associação com a circulação local, como a brisa e/ou ao ciclo diurno. A precipitação associada à orografia ocorre numa ampla variedade de latitudes, climas e condições de tempo, em regiões montanhosas de diferentes alturas e inclinações. A precipitação pode ocorrer na forma de neve, em montanhas mais altas e latitudes mais altas, ou na forma de chuva em regiões tropicais e montanhas com menos altura. De uma forma geral, pode-se relacionar a intensidade da precipitação com a instabilidade do sistema e/ou com a altura e inclinação das montanhas.

O controle orográfico da precipitação é um fato largamente estudado em todo mundo. Romero et al. (1997) estudaram numericamente um evento de precipitação intensa ocorrida na Catalunha (nordeste da Espanha) na noite de 12 de novembro de 1988, que teve como consequência enchentes e perdas humanas. As simulações indicaram que o modelo foi capaz de reproduzir a localização da precipitação observada satisfatoriamente, mas superestimou a quantidade da precipitação. O efeito da orografia no campo de vento em baixos níveis foi significativo. A formação de uma circulação ciclônica sobre o mar, próximo à costa Algeriana e fortes modificações no campo de vento próximo a Catalunha foram devidas à orografia.

Em Piedmont, no noroeste da Itália, Buzzi et al. (1998) analisaram um evento de precipitação intensa ocorrida entre os dias 3 e 6 de novembro de 1994, que causou grandes enchentes. A orografia representou um papel crucial não apenas em escala local (por força do grande movimento ascendente), mas também em grande escala, pela modificação do campo de pressão sobre o Mediterrâneo Oeste. Os efeitos mais interessantes foram no impacto dinâmico do aquecimento por condensação e resfriamento por evaporação, associada com processos úmidos, os quais são muito

sensíveis às características de circulação de mesoescala. Na presença de quantidades consideráveis de umidade, temperatura elevada e grandes movimentos verticais forçados pela orografia, mecanismos de *feedback* foram revelados nas simulações, indicando que a liberação de calor latente à barlavento da montanha favoreceu o fluxo ascendente.

Weisse e Bois (2001) utilizaram a caracterização topográfica detalhada do relevo para o mapeamento de parâmetros estatísticos da precipitação intensa nos Alpes Franceses. A topografia representou um papel chave na geração de precipitação intensa. Assim, havendo uma relação linear entre a altitude da localidade e a precipitação, o que foi baseado no fato de que a precipitação esteve ligada às correntes térmicas orográficas, ou seja, a precipitação aumentou com a elevação do terreno. Parâmetros topográficos (elevação, declive e grau de inclinação) explicaram a precipitação intensa, ou seja, uma combinação destes efeitos esteve associada à distribuição espacial e curta duração dos eventos de precipitação intensa. Em particular, a precipitação mais intensa foi ao sul dos Alpes Franceses em todos os passos de tempo, que pôde ser explicado pela influência do Mediterrâneo.

Durante o *Mesoscale Alpine Programme* nos Alpes, Chiao et al. (2004), investigaram com o modelo MM5 um caso de precipitação orográfica intensa associada à circulação local ocorrida entre os dias 19 e 20 de setembro de 1999. Os resultados indicaram que o aumento da convecção por levantamento orográfico teve um importante papel no evento de precipitação intensa, assim como a ocorrência de convecção profunda. Além disso, a circulação local induzida pela orografia contribuiu para a formação e manutenção da precipitação intensa em associação a um sistema de baixa pressão profundo. As simulações claramente mostraram que o aumento da resolução do modelo (5 km), assim como a resolução do terreno causaram uma drástica mudança nos padrões de precipitação, os quais conduziram para um aumento significativo da precipitação total.

Singleton e Reason (2006) investigaram um evento de precipitação intensa que ocorreu no Sul da África do Sul durante os dias 15 e 16 de agosto de 2002, fazendo uso do modelo de mesoescala MM5. Os experimentos indicaram que um núcleo de ar quente e

úmido e alta quantidade de fluxo de calor latente da Corrente das Agulhas contribuíram para a formação do sistema de baixa pressão. Deste modo, as simulações sugeriram que a baixa pressão formada ao sudeste da cidade do Cabo, a advecção de ar frio em altos níveis e a TSM quente da Corrente das Agulhas desestabilizaram a atmosfera. Como também, a topografia do Sul da África do Sul (*Drakensberg*) teve um considerável efeito na localização e quantidade da precipitação gerada na simulação.

No Brasil, as Serras da Mantiqueira e do Mar, despertam interesse pelo fato do total de chuva acumulado no ano ser bastante elevado. Além disto, a configuração da distribuição espacial da precipitação na área é devido aos intensos gradientes. Carvalho et al. (2002) estudaram as diferenças na ocorrência de extremos de precipitação, separando os postos pluviométricos de acordo com a sua altitude e característica topográfica mais marcante no Estado de São Paulo. Os autores utilizaram os mesmos postos e metodologias semelhantes às propostas por Liebmann et al. (2001) para a identificação de extremos, exceto que estes foram definidos quando 20% ou mais do total sazonal climatológico em uma dada localidade precipitou em um único dia. Tais eventos foram observados em 146 dias (entre 1979–1996) com uma mediana de oito dias por verão (dezembro, janeiro e fevereiro). Uma das características topográficas mais importantes do Estado de São Paulo para a distribuição regional das chuvas foi a presença da Serra do Mar, a leste do estado. Esta característica topográfica foi responsável pelo máximo sazonal de precipitação sobre a costa, decrescendo em direção ao continente. A Serra da Mantiqueira, ao norte da região, também foi responsável por um aumento local da precipitação sazonal.

Por outro lado, tem-se a topografia da Cordilheira dos Andes, em estudos mais antigos Figueroa et al. (1995), mostraram por meio de experimentos numéricos, que o posicionamento adequado da ZCAS dependeu da inclusão da topografia nas simulações. Entretanto, simulações sem a inclusão da topografia conseguiram reproduzir um padrão de divergência (convergência) alongada em altos (baixos) níveis, com orientação semelhante à da ZCAS. Assim, embora os Andes não tenham um papel preponderante na gênese da ZCAS, aparentemente intensificaram o escoamento em baixos níveis, assim auxiliaram na alimentação da convergência com o ar úmido da região Amazônica.

Desta forma, ainda concluíram que a ZCAS poderia existir independentemente dos Andes, mas não sem a convergência sobre a região Amazônica.

Vários processos podem ser responsáveis pela intensificação orográfica, todos envolvendo o fluxo de ar perturbado pela orografia e interações microfísicas. Dentre eles, destacam-se três mecanismos básicos dados por Smith (1979).

- a) Autoconversão (em inglês, *autoconversion*) – caracteriza-se pelo desenvolvimento da chuva resultante da ascensão do ar em grande escala pela encosta, sem depender de qualquer chuva pré-existente;
- b) Semeador-alimentador (em inglês, *seeder-feeder*) – foi sugerido por Bergeron (1968). Nesse mecanismo, a chuva caindo de nuvens mais altas pré-existentes, tanto frontais quanto orográficas (semeadora - *seeder*) é intensificada pela coleta das gotículas das nuvens baixas e densas (alimentadoras - *feeder*) mantidas pela ascensão de ar úmido através da encosta da montanha;
- c) Convecção disparada (*triggered convection*) – fundamenta-se na ocorrência da formação de nuvens Cumulonimbus nas térmicas do lado da montanha iluminado pelo Sol, em uma massa de ar condicionalmente instável.

Os processos de intensificação orográfica da precipitação na região da Serra do Mar, nas proximidades da Baixada Santista, São Paulo, foram analisadas por Blanco e Massambani (2000). Utilizaram registros pluviométricos, imagens de radar e satélite, observações de estações meteorológicas de superfície, campos sinóticos de pressão e vento e informações de temperatura da superfície do mar. As informações referiram-se ao período de março de 1991 a março de 1995. Os resultados revelaram que os fenômenos de intensificação foram comuns na região ao longo de todo o ano, em especial na primavera. A maioria dos 144 eventos analisados teve acumulação máxima inferior a 50 mm precipitados em até 12 horas com taxa média tipicamente de natureza estratiforme. Estas características variaram sazonalmente e de acordo com a localidade na encosta da Serra do Mar. O estudo concluiu que predominaram os casos de *seeder-feeder*, seguidos pelos eventos mistos, *seeder-feeder*/convecção disparada, os de convecção disparada e por fim os de autoconversão. O impacto de maior interesse dos

processos de intensificação orográfica da precipitação nessa região foi o escorregamento de encostas, pois geram significativos prejuízos econômicos e sociais.

Com o objetivo de verificar o papel do relevo num evento de ciclogênese a leste dos Andes, Haas (2002), efetuou testes com um modelo numérico *Advanced Regional Prediction System (ARPS)* da Universidade de Oklahoma. O modelo foi integrado por 72 horas com a presença da orografia (Andes). Foram efetuados testes de sensibilidade para definir o horário de início da simulação, onde fosse adequadamente simulada a formação do centro de baixa pressão em superfície a leste dos Andes (a baixa pressão foi observada às 00:00 UTC de 20/12/1995). Com base neste experimento, realizou-se outra simulação, onde foi suprimida a orografia. Os resultados mostraram que a supressão da topografia afetou significativamente na quantidade de precipitação, pois o volume de água precipitada simulada foi em torno de 50% inferior a observada.

Seluchi et al. (2010) investigaram as causas de um evento de precipitação intensa ocorrido no período entre 16 e 22 de julho de 2004, onde avaliaram o papel da topografia na intensificação da precipitação. A situação sinótica teve a passagem de um sistema frontal de intensas características atmosféricas, o qual enfraqueceu e alcançou as latitudes subtropicais e tornou-se estacionário no SEB. Os resultados apontaram a topografia como sendo a maior causa dos grandes acumulados de chuvas. Para verificar esta hipótese, os autores realizaram experimentos numéricos onde as montanhas da região que tivessem elevações superiores a 500 m foram removidas. Deste modo, no teste de sensibilidade a Serra do Mar e o planalto central brasileiro foram praticamente removidos. Em geral, a situação sinótica produzida pela simulação com a topografia modificada mostrou que a frente fria moveu-se mais rapidamente em direção ao Nordeste e houve uma significativa redução das chuvas na região.

Em suma, na literatura recente, os estudos mostraram que:

- Nos últimos anos, com relação às chuvas intensas, a capacidade dos modelos numéricos em prever tempestades severas tem aumentado, desta forma permitindo o uso em previsões de tempo. A ocorrência da tempestade é geralmente indicada ou sinalizada pelos modelos, entretanto, a previsão da intensidade ou quantidade de chuva correta deste tipo de evento continua sendo uma das maiores deficiências dos modelos atmosféricos;
- De maneira geral, estudos que relacionaram anomalias de TSM do Atlântico Subtropical com precipitação na região Sudeste do Brasil apontaram para uma única direção, ou seja, que as anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Subtropical estiveram correlacionadas com anomalias positivas (negativas) de precipitação no Sudeste do Brasil;
- Poucas pesquisas brasileiras foram encontradas sobre a influência da topografia nas chuvas intensas, ao passo que muitos estudos têm sido desenvolvidos em outros países, os quais mostraram a importância da topografia na distribuição espacial e intensidade da precipitação.

CAPÍTULO 3

CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ANÔMALAS DOS EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO NORMAL E INTENSA NO SUDESTE DO BRASIL ASSOCIADOS A SISTEMA FRONTAL E A ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

3.1 Introdução

A variabilidade diária da precipitação sobre a AS Subtropical é amplamente explicada pelas frequentes incursões em direção ao norte de sistemas de latitudes médias a leste dos Andes. Embora os distúrbios sinóticos sejam mais frequentes, particularmente, no inverno, eles também estão presentes durante o verão, quando muitas vezes alcançam as latitudes mais baixas, e assim afetam o sistema de monção da AS (SELUCHI e MARENGO, 2000). A intrusão em direção ao norte dos sistemas de médias latitudes é o resultado de sua interação com a topografia dos Andes, que tem um impacto dinâmico significativo na estrutura e evolução dos sistemas sinóticos que cruzam a AS. Em particular, as frentes frias tendem a ser direcionadas para o norte imediatamente a leste dos Andes, promovendo o avanço de incursões de ar frio em regiões de latitudes subtropicais. Durante o inverno, os maiores efeitos das incursões são: queda na temperatura e forte vento meridional. No verão, o maior impacto é sobre a precipitação, através da propagação em direção ao equador (aproximadamente, 10 m/s) de uma banda orientada noroeste-sudeste de convecção intensificada na dianteira da massa de ar frio, que tende a ser seguida por uma área de convecção suprimida. Esta estrutura de banda, em escala sinótica, que mantém a sua identidade por cerca de quatro dias, é o modo dominante da variabilidade diária de convecção profunda, contribuindo, com aproximadamente 25% da precipitação de verão na Amazônia central e aproximadamente cerca de 50% sobre AS Subtropical (GARREAUD e WALLACE, 1998).

A intensa atividade convectiva e circulação de grande escala durante o verão austral sobre a AS estão associadas ao regime de monção (ZHOU e LAU, 1998). O termo

monção frequentemente indica uma reversão sazonal na circulação de grande escala, causada pelo aquecimento diferencial entre o continente e o oceano. Baseados no padrão sazonal de várias características da circulação atmosférica, Zhou e Lau (1998), demonstraram que a estação de verão na AS contém os principais padrões para ser caracterizada como um regime de monção. Embora a circulação de leste prevaleça no Atlântico tropical e no norte da AS durante todo o ano, quando a média anual é removida da composição de verão e inverno, as características de mudanças nas anomalias mensais de ventos em baixos níveis tornam-se evidentes. O início da monção de verão na AS é caracterizado pela formação de convecção sobre o noroeste da região Amazônica que se estende na direção sudeste da AS, intensificando-se progressivamente (GAN et al., 2004).

A precipitação associada à monção não é contínua durante toda a estação chuvosa, tendo uma sequência de fases ativas e inativas. No período ativo, na região central da AS, é observada anomalia negativa no campo de pressão atmosférica, anomalia ciclônica na circulação em baixos níveis e anomalia anticiclônica em altos níveis. Entretanto, no período inativo observa-se situação oposta. O período ativo foi associado às anomalias de ventos de oeste, enquanto que o período inativo, às anomalias de ventos de leste, desde a região Amazônica até a região Sudeste do Brasil. A explicação é que se anomalias de ventos de leste fossem observadas na estação chuvosa representariam uma diminuição da força dos Jatos de Baixos Níveis (JBN), fonte do fluxo de umidade, que alimenta a convecção na direção do SEB, e um aumento do jato na direção da região Sul do Brasil (JONES e CARVALHO, 2002).

E, uma vez que a ZCAS é caracterizada por uma banda de precipitação e nebulosidade que se estende desde a Amazônia até o SEB em direção ao oceano Atlântico, desta forma, é parte intrínseca ao regime de monção da AS e, portanto, possui papel fundamental para a variabilidade e qualidade da estação chuvosa durante o verão sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (CARVALHO et al., 2002; CARVALHO et al., 2004). A ZCAS pode ser vista como uma resposta atmosférica à penetração de sistemas frontais e conseqüente associação com a convecção tropical, junto com a participação do vórtice ciclônico ou cavado em altos níveis, sobre o Nordeste brasileiro e oceano

adjacente. Em um estudo observacional das zonas de convergência subtropicais, Kodama (1992), mostrou que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: ocorrência de um escoamento de ar quente e úmido, em baixos níveis, em direção às altas latitudes; e um jato subtropical em altos níveis fluindo em latitudes subtropicais.

Dentro deste contexto, esse capítulo, tem como objetivo estabelecer características anômalas dos padrões atmosféricos em escala sinótica, associados a episódios de chuvas intensas no SEB provocadas por incursões de SF ou formações de ZCAS. Além disso, as características dos eventos intensos são comparadas com episódios de precipitação normal sobre a região. A determinação de características que distinguem um evento normal de um intenso e seus desvios das condições normais pode ajudar na melhoria da previsão destes eventos.

O capítulo está estruturado da seguinte maneira: na seção 3.2. são apresentados os dados e as metodologias empregadas neste estudo, que incluem: a seleção dos casos de precipitação normal e intensa, a separação destes conforme o tipo de sistema atmosférico atuante, cálculo da anomalia da composição com o intuito de realizar a análise sinótica dos casos e o cálculo do transporte de umidade integrado na vertical para tais casos. Na seção 3.3 são mostrados e discutidos os resultados, nos quais estão inseridos uma descrição da frequência destes eventos no SEB e as características sinóticas associadas. E, finalmente na seção 3.4 é feito um sumário dos principais resultados encontrados.

3.2 Dados e Metodologia

3.2.1 Dados

Neste estudo são utilizados dados diários de precipitação pluviométrica referentes ao SEB obtidos do banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), e também disponíveis no CPTEC/INPE <<http://hidroweb.ana.gov.br>>. Os dados consistem de totais diários de precipitação para um período de 45 anos (1960–2005) sobre o SEB. Nas últimas décadas, o número de postos pluviométricos na região em estudo tem

crescido consideravelmente, isto é, aproximadamente desde 300 em 1960 até 795 em 2005. A rede consiste de 85 postos pluviométricos situadas no Estado do Espírito Santo (ES), 86 no Rio de Janeiro (RJ), 135 em São Paulo (SP) e 489 em Minas Gerais (MG). A distribuição espacial destes postos existentes no banco de dados da ANA pode ser visualizada na Figura 3.1 (a). Como se pode observar nesta figura tem-se um número considerável de postos pluviométricos distribuídas em todo o SEB, contudo por motivos diversos nem todos os postos pluviométricos possuem uma série de dados completa. Quanto à consistência dos dados de precipitação, não foi necessário fazer nenhum tipo de teste de qualidade, porque os dados já passaram por um controle de qualidade na instituição fornecedora. Como também, não foi realizado nenhum método de preenchimento de falhas, pois este processo pode resultar em dados não confiáveis, já que a precipitação é uma variável descontínua tanto no espaço quanto no tempo. O SEB tem sua estação chuvosa estendendo-se do mês de novembro a março (RAO e HADA, 1990) e por isso, este estudo limitar-se-á em investigar apenas os eventos de precipitação intensa que tenham ocorrido na estação chuvosa, já que este é o período em que mais casos se apresentam. Considerando o fato de não existir uma série completa dos dados, então se deve estipular um limite máximo de falhas. Não há um consenso sobre qual seria o máximo de falhas em uma série, e normalmente se segue uma definição arbitrária e pessoal. Portanto, neste estudo utiliza-se um limite máximo de 10% de falhas, contínuas ou não. Dentro do período de 1960–2005 apenas para os cinco meses em estudo há, aproximadamente, 6,750 observações diárias e com a imposição do limite máximo de falhas, então se permite 675 dias sem dados.

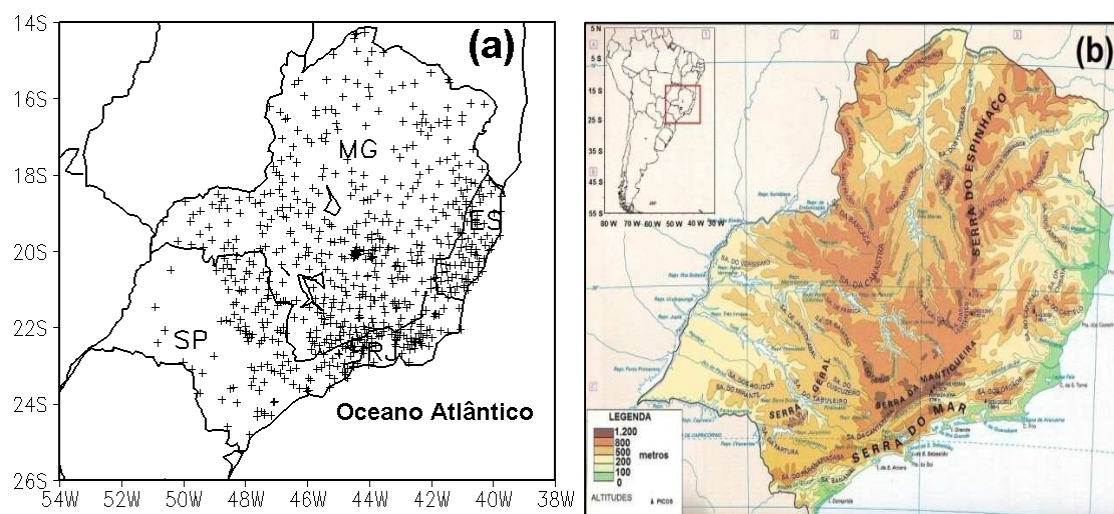


Figura 3.1 – (a) Distribuição geográfica dos postos pluviométricos sobre o SEB. (b) Topografia da região e sua localização na América do Sul.

Com o intuito de estudar as características atmosféricas associadas aos eventos de precipitação intensa selecionados são utilizados os dados diários das Reanálises I do *National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmosphere Research (NCEP–NCAR)* (KALNAY et al., 1996). As variáveis meteorológicas utilizadas são: pressão ao nível médio do mar (PNM), umidade específica e componentes do vento em todos os níveis padrões entre 1000 e 300 hPa (q, u, v), omega e altura geopotencial em 500 hPa (ω_{500}, Z_{500}) para o período de 1960–2005 com resolução horizontal de $2,5^\circ$ latitude \times $2,5^\circ$ longitude. Os dados de radiação de onda longa (ROL) referentes ao período de 1976 a 2005 obtidos do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, também com resolução horizontal de $2,5^\circ$ latitude \times $2,5^\circ$ longitude são usados. A resolução dos dados permite identificar as características atmosféricas em escala sinótica.

3.2.2 Eventos de Precipitação Intensa e Normal

Neste capítulo, a ideia básica é comparar as diferenças na estrutura das perturbações atmosféricas entre eventos de precipitação intensa (EPIs) e eventos de precipitação normal (EPNs) durante 45 estações chuvosas (novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e

março-NDJFM) no SEB. Os dois tipos de eventos são identificados por meio da Técnica dos Quantis (WILKS, 1995) em séries de chuvas diárias de 622 estações, que é um método bastante simples, mas eficiente. Este método procura interpretar de forma adequada o verdadeiro significado de um total pluviométrico. A vantagem desta técnica em relação ao tradicional uso da normalização pela média e desvio padrão, é que este último, é fortemente dependente da hipótese da normalidade da distribuição da precipitação, hipótese não necessariamente satisfeita em grande parte das séries disponíveis. Outra vantagem, é que esta técnica considera a característica de distribuição de frequência da precipitação de cada estação meteorológica. Portanto, os quantis são imunes a uma eventual assimetria na função densidade de probabilidades que descreve um fenômeno aleatório. Através desta técnica pode-se também classificar os totais pluviométricos em categorias, como por exemplo: muito seco, seco, normal, chuvoso e muito chuvoso. Esta divisão em categorias é bastante útil na geração e interpretação de resultados estatísticos, pois reduz a variabilidade da informação. Outra aplicação desta técnica encontra-se na identificação de episódios extremos (XAVIER, 1984), que pode ser útil em estudos de tempo e clima. Assim, comparando a série original com a série quantizada é possível identificar o valor de precipitação associado a cada limiar que separa as categorias de chuva.

Desta forma, aqui, um EPI é definido como um dia em que a $PRP \geq Q_{0,99}$ com ocorrência em 10 ou mais postos pluviométricos. Sendo que, PRP é a precipitação diária registrada em uma dada estação e Q_i é o valor correspondente à $(100 \times i)th$ quantil, isto é, apenas a chuva diária na categoria mais alta (1%) foi considerada para identificar um EPI. Esta pequena porcentagem e a simultaneidade de 10 postos pluviométricos são usadas para limitar o estudo somente a eventos extremos. Por outro lado, um EPN é definido quando 10 ou mais estações registram precipitação ao redor do seu valor mediano, ou seja, $Q_{0,45} \geq PRP \geq Q_{0,55}$. Esta estreita banda de valores é escolhida de tal modo que o número de EPN durante o período de estudo não seja demasiadamente extensa.

Na sequência, é apresentado um exemplo (para fins didáticos) da estimativa de quantis usando como base o total mensal climatológico de precipitação (mm/mês) da cidade de

São Paulo durante o período de 1961 a 1990 (Tabela 3.1) adaptado de Xavier et al. (2002).

Tabela 3.1 – Total mensal de precipitação (mm/mês) em São Paulo.

| Nov | Dez | Jan | Fev | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 146 | 201 | 239 | 217 | 160 | 76 | 74 | 56 | 44 |

Colocando a série em ordem crescente, 44 56 74 76 146 160 201 217 239, então neste caso as nove x_i observações são ordenadas em nove y_i observações, tal que $y_1 < y_2 < \dots < y_9$, como ilustrado na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Demonstração do cálculo dos quantis.

| I | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | | | | | | | | |
| y_i | y_1 | y_2 | y_3 | y_4 | y_5 | y_6 | y_7 | y_8 | y_9 |
| | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ | ↓ |
| | 44 | 56 | 74 | 76 | 146 | 160 | 201 | 217 | 239 |
| $p_i = i/(N + 1)$ | 1/10 | 2/10 | 3/10 | 4/10 | 5/10 | 6/10 | 7/10 | 8/10 | 9/10 |
| | 0.10 | 0.20 | 0.30 | 0.40 | 0.50 | 0.60 | 0.70 | 0.80 | 0.90 |

No esquema considerado, neste trabalho, atribui-se a cada valor y_i a ordem quantílica dada pela expressão $p_i = i/(N + 1)$, $i = 1, 2, \dots, N$. Deste modo, as ordens quantílicas obtidas foram: $0.10 = 10\%$, $0.20 = 20\%$, \dots , $0.90 = 90\%$. Os y_i correspondentes serão os decis, entre os quais está a mediana que corresponde à ordem quantílica $p = 0.50 = 50\%$, isto é, a mediana separa a distribuição teórica em duas seções com probabilidades iguais (50%), abaixo e acima dela mesma. Uma propriedade que deve ser ressaltada é que a mediana, praticamente, não é influenciada por valores fora de série. Então, calculam-se os quantis inferior e superior da seguinte maneira:

$$Q_{0.25} = (Q_{0.20} + Q_{0.30})/2 = (56 + 74)/2 = 65$$

$$Q_{0.75} = (Q_{0.70} + Q_{0.80})/2 = (201 + 217)/2 = 209$$

Portanto, a partir do exemplo acima já temos condições de calcular os quantis para qualquer série de chuva.

3.2.3 Perturbações Atmosféricas

Primeiramente, os EPNs e EPIs como definidos na última subseção, são identificados para 45 estações chuvosas durante o período de 1960–2005. Em seguida, os casos são separados de acordo com o tipo de perturbação atmosférica responsável por sua ocorrência. É sabido que, durante o verão austral o sistema quase estacionário dominante no SEB é a ZCAS (KODAMA, 1992). Outra perturbação atmosférica, também bastante frequente neste período são os SFs (SATYAMURTY et al., 1998). Os eventos intensos de precipitação sobre a região em estudo são, principalmente, associados com estes dois sistemas meteorológicos.

Desta maneira, os EPNs e EPIs são separados de acordo com estes dois tipos de sistemas atmosféricos, SF e ZCAS, responsáveis pelas chuvas intensas de verão no SEB. Estes dois fenômenos atmosféricos são distintos em um aspecto, a duração. O SF é uma perturbação transiente que afeta uma região por um ou dois dias, ao passo que a ZCAS é um sistema quase estacionário que permanece sobre o SEB, na média, por mais de quatro dias. A separação dos EPNs e EPIs causados por situações de SF e ZCAS é possível observando estas características. Para alcançar isto, objetivamente, são calculadas correlações espaciais simples dos campos de ROL (1976–2005) entre o dia do evento (D0) e dois dias precedentes (D–1) e (D–2) e subsequentes (D+1) e (D+2) ao evento no domínio espacial de $0^{\circ}S - 40^{\circ}S$ e $30^{\circ}W - 70^{\circ}W$, que abrange o SEB. Desta forma, os seguintes critérios são usados para separar os casos em SF ou ZCAS. Assim, um EPN ou EPI é considerado ser causado por ZCAS se a condição abaixo é satisfeita:

$$[r_{ROL}(D0, D - 2) + r_{ROL}(D0, D + 2)]/2 \geq 0,35 \quad (3.1)$$

sendo r_{ROL} a correlação simples no espaço dos campos de ROL nos dois dias que estão entre parênteses. Por exemplo, $r_{ROL}(D0, D - 2)$ é a correlação espacial entre os campos de ROL nos dias D0 e D–2. O restante dos casos que não obedecerem à condição é considerado ser SF. Este valor limiar de correlação (0,35) é a média dos valores de

correlações obtidos em todos os casos selecionados. Ressalta-se que dados de ROL antes de 1976 não são disponíveis e, portanto, para os casos anteriores a este ano os campos de omega em 500 hPa (ω_{500}) são utilizados ao invés de ROL. Neste caso, o valor limiar da correlação é 0.25. Usualmente, o campo de ROL é mais suave tanto no espaço quanto no tempo do que o campo de ω_{500} . Isto conduz à correlações maiores nos casos de ROL do que em nos casos de ω_{500} e, por isso, os limiares das correlações são diferentes nos dois casos.

Daqui por diante, as categorias de chuvas são definidas como: EPNs e EPIs em situações de SF ou ZCAS. Para confirmar a situação sinótica de, SF ou ZCAS, associada aos eventos de precipitação, o Boletim Climanálise, editado pelo CPTEC/INPE desde 1986 é consultado. Nos boletins é possível verificar as ocorrências de SF ou ZCAS. Salientando que, embora as perturbações atmosféricas de mesoescala e pequena escala sejam muito importantes para os EPIs, aqui se supõe que um ambiente de escala sinótica favorável é essencial para ocorrência de tais eventos. A concordância entre a categorização obtida objetivamente e as informações encontradas no Climanálise é satisfatória.

3.2.4 Anomalia da Composição

Após a separação dos EPNs e EPIs associadas às suas devidas perturbações atmosféricas, campos de anomalia da composição das variáveis mencionadas na seção 3.2.1 para o dia do episódio e dois dias precedentes são calculados, com a finalidade de identificar características dinâmicas e sinóticas associadas a tais episódios. As anomalias dos compostos são construídas no domínio espacial de $0^{\circ}S - 65^{\circ}S$ e $140^{\circ}W - 20^{\circ}W$ para Z500, e $0^{\circ}S - 40^{\circ}S$ e $80^{\circ}W - 20^{\circ}W$ para as demais variáveis. Um domínio maior para o campo de Z500 nos permite verificar a propagação e evolução das ondas sinóticas da média troposfera. As anomalias da composição são preparadas para os meses da estação considerada (NDJFM) e para cada um dos tipos de situações sinóticas, SF ou ZCAS. As sequências dos compostos para D0, D-1 e D-2 são úteis para monitorar a evolução dos sistemas de escala sinótica responsáveis por EPNs e EPIs.

Um campo composto sazonal de uma dada variável é obtido da seguinte maneira:

$$\bar{\Phi}(x, y, p, D-n) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \Phi(x, y, p, j, D-n) \quad (3.2)$$

onde $\bar{\Phi}$ é a variável do composto, (x, y, p) indica a posição espacial da variável, N é o número de casos identificados durante a estação no período de estudo, $D-n$ é o $n^{\text{ésimo}}$ dia precedente ao evento ($n = 0, 1, 2$) e o sufixo j refere-se ao $j^{\text{ésimo}}$ evento.

Designamos $\Phi_C(x, y, p)$ para representar a climatologia da variável $\bar{\Phi}$. Portanto, a anomalia da composição é definida como:

$$\bar{\Phi}'(x, y, p, D-n) = \bar{\Phi}(x, y, p, D-n) - \Phi_C(x, y, p) \quad (3.3)$$

A significância estatística das anomalias da composição é realizada por meio do Test-t de Student ao nível de significância de 90% (WILKS, 1995). Assim, a anomalia é considerada ser significativa se:

$$\frac{\bar{\Phi}'\sqrt{n}}{\sigma} \geq t_{90\%} \quad (3.4)$$

sendo o desvio padrão (σ) em (x, y, p) é dado por:

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{\sum_{i=1}^n (\Phi_i - \bar{\Phi})^2}{(N-1)} \right)} \quad (3.5)$$

onde $\bar{\Phi}'$ é a anomalia da composição em (x, y, p) , N é o número de eventos utilizados, $t_{90\%}$ é o valor tabelado do Test-t de Student ao nível de significância de 90%.

3.2.5 Transporte de Vapor d'água

Uma área retangular delimitada entre $14^{\circ}S - 26^{\circ}S$ e $38^{\circ}W - 54^{\circ}W$, que engloba o SEB, é considerada para estudar o transporte de vapor d'água para dentro e fora da área. Valores do fluxo de umidade integrados verticalmente ao longo das fronteiras são calculados para cada EPN e EPI, e então, compostos para estes casos são construídos. Estes compostos são confeccionados para situações de SF e ZCAS, separadamente, a fim de encontrar as diferenças entre os dois tipos de perturbações meteorológicas. A convergência média do fluxo de umidade sobre a área é obtida pela adição quando o transporte é para o interior da área e subtração quando é para fora. Assim, a integração vertical do fluxo de umidade, segundo Rao et al., (1996), é dada por:

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} qvdp \quad (3.6)$$

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} qudp \quad (3.7)$$

Na equação (3.6), Q_v é o fluxo de umidade meridional, enquanto que em (3.7) Q_u é o fluxo de umidade zonal, g é a força gravitacional, q é a umidade específica, u e v são as componentes zonal e meridional do vento e p_t e p_0 representam a pressão em 300 hPa e na superfície, respectivamente. A unidade obtida em Q_v ou Q_u , é kg/s.

Os fluxos de umidade ao longo das fronteiras leste e oeste são calculados da seguinte maneira:

$$Q_j = \int_{lat_1}^{lat_0} Q_i dy \quad (3.8)$$

$$Q_k = \int_{lon_1}^{lon_0} Q_i dx \quad (3.9)$$

A integração é feita fixando-se a latitude ou longitude entre os limites das fronteiras. Na equação (3.8), o índice j , define a longitude para fixar as fronteiras leste ou oeste (integração na direção y), lat_1 é o valor da latitude na borda sul e lat_0 é o valor da latitude na borda norte. O índice i em ambas as equações define o fluxo de umidade

meridional, zonal ou total já integrado verticalmente. Na equação (3.9) o índice k (integração na direção x) define a latitude para fixar as fronteiras norte ou sul, lon_1 é o valor da longitude na borda oeste e lon_0 é o valor da longitude na borda leste.

Na sequência é dado um exemplo para o cálculo da convergência de umidade ao longo das fronteiras. Contudo, primeiramente, deve-se observar o balanço de sinais dado na Tabela 3.3 e ilustrado na Figura 3.2, para então seguirmos com os cálculos. Desta maneira, devemos fazer as seguintes considerações para as bordas.

Tabela 3.3 – Balanço de sinais para o cálculo da convergência de umidade.

| | Norte e Leste | Sul e Oeste |
|-----|---|---|
| (+) | Saída ou perda de fluxo, então subtrair | Entrada ou ganho de fluxo, então somar |
| (-) | Entrada ou ganho de fluxo, então somar | Saída ou perda de fluxo, então subtrair |

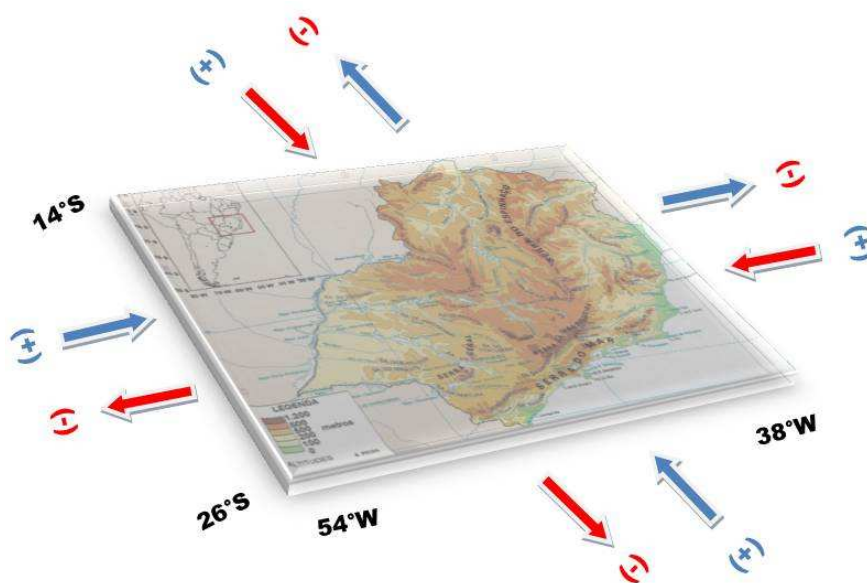


Figura 3.2 – Ilustração do balanço de sinais para o cálculo da convergência de umidade ao longo das fronteiras sobre o SEB. As setas azuis e vermelhas indicam fluxo positivo e negativo, respectivamente.

Como exemplo, considere os seguintes valores nas bordas: norte (-0,1209), leste (-0,5874), sul (-0,1687) e oeste (-0,0294). Portanto, como nas bordas norte e leste os fluxos são negativos, então se deve somar estes valores aos demais. Desta forma, o mesmo raciocínio pode ser seguido para as bordas sul e oeste, que são negativos, portanto deve-se subtrair estes valores das outras bordas. Assim, a convergência de fluxo de umidade na área alvo é: $0,1209 \times 10^9 \text{ kg/s} + 0,5874 \times 10^9 \text{ kg/s} - 0,1687 \times 10^9 \text{ kg/s} - 0,0294 \times 10^9 \text{ kg/s} = 0,51 \times 10^9 \text{ kg/s}$.

E, finalmente para transformar $0,51 \times 10^9 \text{ kg/s}$ em mm/dia deve-se dividir este valor pela área do retângulo alvo e multiplicar por 86.400 s/dia, desta forma é obtido, aproximadamente, 22 mm/dia de precipitação média sobre a área do retângulo.

3.3 Resultados e Discussão

3.3.1 Frequência dos Eventos de Precipitação Intensa

Utilizando o critério descrito anteriormente, os EPNs e EPIs ocorridos durante o período analisado, são selecionados para os cinco meses da estação chuvosa, aqui considerada, NDJFM. Assim, sobre o SEB 1981 EPNs são identificados, dos quais 1089 (55%) dos casos estiveram associados à SFs e 892 (45%) à ZCAS. No mesmo período, o número de EPIs identificados são 157, dos quais 83 (53%) estão relacionados com SFs, enquanto que 74 (47%) com ZCAS. Em outras palavras, as incursões de SFs são responsáveis por mais EPIs do que as situações de ZCAS, embora este sistema persista por muito mais tempo sobre a região do que os SFs. A razão para este fato é a alta frequência de SFs sobre o SEB, cerca de cinco por mês (OLIVEIRA, 1986) quando comparado com apenas uma ou duas situações de ZCAS no mês.

Na distribuição espacial dos EPIs (figura não mostrada) são observadas altas concentrações próximas à costa Atlântica. Isto é devido, possivelmente, à alta densidade de estações ao longo da faixa costeira. Por outro lado, este resultado pode indicar que os EPIs estão associados à forte advecção de umidade oriunda do oceano Atlântico. Além disso, a região apresenta terreno complexo com a existência das Serras da Mantiqueira e

do Mar (Figura 3.1b). Estas características topográficas influenciam na formação e intensificação de sistemas convectivos (SMITH et al., 1996), os quais também podem causar grandes totais diários de precipitação.

É interessante salientar o mais alto valor extremo diário de precipitação registrado no SEB a partir dos dados da ANA durante o período de 45 anos: 375,2 mm no dia 2 de fevereiro de 1988 ocorrido em Angra dos Reis/RJ (23°S – 44°W; 6 m). Este alto valor de chuva pode ter sido ocasionado pelo fato de que o ano de 1988 foi classificado como um ano de moderado EN <www.cptec.inpe.br/enos>, e além disto, houve a formação de ZCAS sobre o Rio de Janeiro em fevereiro de 1988, com duração de 15 dias (SANCHES, 2002). Enchentes e temperaturas acima do normal no SEB são respostas às ocorrências do fenômeno EN (SILVA DIAS e MARENGO, 1999). Resultados apresentados por Grimm (2003) sugeriu que a precipitação e a circulação de monção do verão no Brasil são afetadas por perturbações de grande escala associadas aos eventos EN e pelo aquecimento anômalo da superfície no SEB, durante a estação chuvosa. Liebmann et al. (2001) mostraram que episódios de EN pareceram modular a ocorrência de EPIs no SEB, deslocando a ZCAS em direção ao norte de São Paulo e oceano Atlântico.

As variações interanuais das frequências dos EPIs são mostradas na Figura 3.3 (a). Nesta, consta a média móvel para cada cinco anos da frequência dos EPIs sobre o SEB. O fenômeno EN é a principal fonte de variabilidade interanual do clima no Brasil, desta forma o modo de variabilidade interanual da precipitação total está relacionado ao fenômeno (GRIMM, 2009), o que pode ser notado na Figura 3.3 (a). Esse modo mostra anomalias negativas (positivas) de precipitação durante EN (La Niña–LN) no Norte/Nordeste do Brasil e anomalias positivas (negativas) sobre o Sudeste/Sul do Brasil.

Outra característica a ser ressaltada na Figura 3.3 (a) é que o período de 1979–1983 apresenta a maior frequência de EPIs. Em estudos realizados por Andrade (2005) sobre a variabilidade interanual no número de frentes frias que passaram sobre as regiões da AS, a autora afirma que a maior quantidade deste sistema ocorreu no ano de 1982. Vale

lembrar que, os anos de 1982 e 1983 foram considerados anos de forte intensidade do EN. Por outro lado, o período de 1961–1965 foi o que menor apresentou frequência de eventos intensos de chuva, o que parece estar associado à pequena quantidade de estações meteorológicas naquela época e ainda por ter tido ocorrência de LN moderada nos anos de 1964 e 1965.

A distribuição mensal dos EPIs é apresentada na (Figura 3.3 b), a qual mostra um aumento na frequência de novembro até janeiro, ou seja, um pico no meio da estação chuvosa. O mês de janeiro é o que mais apresenta eventos intensos de precipitação concordante com os resultados de Liebmann et al. (2001) que analisou extremos de chuva no Estado de São Paulo. Em março há um pequeno aumento na frequência quando comparamos ao mês de fevereiro, embora a precipitação mensal climatológica diminua. Em outras palavras, as chuvas de março que ocorrem no SEB são mais concentradas em chuvas intensas, sendo estas conhecidas, como as “Águas de Março”. Este aumento em março será analisado no Capítulo 4. Associando os meses NDJFM ao fenômeno ZCAS, em geral esta se localiza na sua posição mais a leste em dezembro, principalmente em associação com a alta precipitação sobre o Brasil, o escoamento de nordeste sobre a parte leste da Bolívia e a baixa precipitação sobre o Altiplano. No mês de janeiro, a ZCAS posiciona-se mais a oeste, devido ao aumento da precipitação no Altiplano, que é fortemente modulada pelo escoamento de ar úmido em baixos níveis na região leste dos Andes (CARVALHO e JONES, 2009).

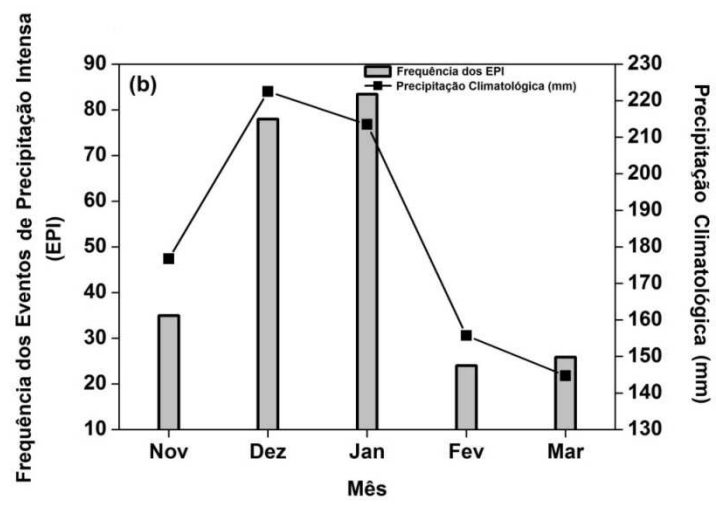
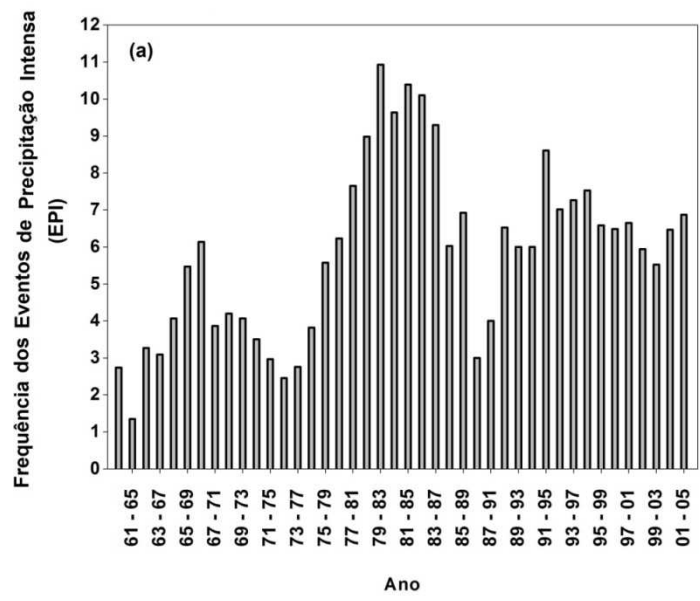


Figura 3.3 – (a) Distribuição interanual da frequência de EPIs. (b) Distribuição mensal dos EPIs no SEB durante a estação chuvosa para o período de 1960 a 2005. As linhas contínuas no painel (b) são a precipitação mensal climatológica (mm).

3.3.2 Características Atmosféricas Anômalas

Os campos de anomalia da composição de ROL associados aos EPNs e EPIs para ambas as situações sinóticas de SF e ZCAS são apresentados na Figura 3.4. Ressalta-se que os dados de ROL são disponíveis apenas a partir de 1976. No D0, os campos de EPIs mostram grandes bandas de anomalias negativas com valores entre -40 e -45 W/m^2 , para SF e ZCAS respectivamente, enquanto que para os EPNs os valores são -20 e -25 W/m^2 sobre o SEB. Desta forma, estes campos nos permitem reafirmar o fato de que as anomalias de ROL realmente funcionam como uma aproximação para a precipitação no SEB, especialmente para as situações de EPIs. Além disso, é sabido que a ZCAS é genericamente descrita como uma região com alta variabilidade de atividade convectiva durante o verão. Nos casos de SF, as anomalias negativas nos compostos de EPNs se intensificam de -5 W/m^2 no D-2 até -20 W/m^2 no D0, ao passo que nas situações de EPIs associadas à ZCAS o valor é -35 W/m^2 desde dois dias antes do evento. Outra importante característica, neste episódio, é a existência de uma forte anomalia positiva de ROL ($+25 \text{ W/m}^2$) no D0 sobre o sul do Brasil e norte da Argentina, ou seja, ao sul da ZCAS, indicativo de massa de ar seca. Carvalho et al. (2002) verificaram que a intensidade da ZCAS é importante para a modulação de EPIs no Estado de São Paulo, independentemente de sua extensão para o oceano. Aproximadamente, 65% (35%) ocorrem quando a ZCAS apresenta intensa (fraca) atividade convectiva. A ocorrência de atividade convectiva intensa sobre a porção oceânica da ZCAS aumenta a frequência de EPIs, em particular, sobre os postos localizados no Planalto Paulista e Serra da Mantiqueira. Quando a ZCAS possui grande desenvolvimento sobre o continente e fraco sobre o oceano, EPIs ocorrem em praticamente todas as regiões do estado, com influência menos expressiva sobre os postos da Serra da Mantiqueira. Ainda, ressaltam que quando a atividade da ZCAS é fraca, porém deslocada para o oceano, há um favorecimento da ocorrência de EPIs, sobretudo, nos postos situados ao longo da Serra do Mar.

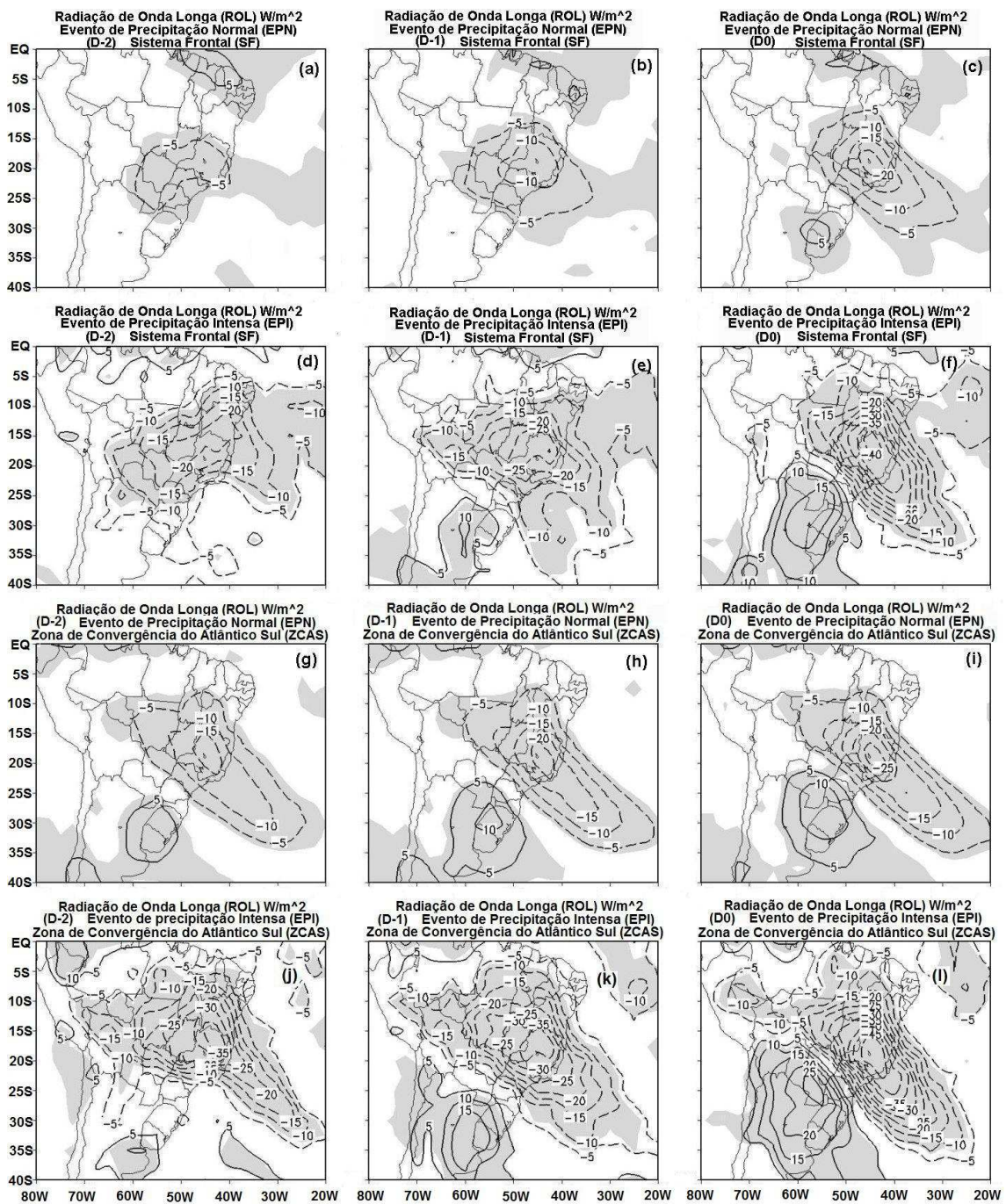


Figura 3.4 – Anomalias da composição de radiação de onda longa (W/m^2), negativas (linhas tracejadas) e positivas (linhas contínuas) para situações de (a-f) SF e (g-l) ZCAS sobre o SEB desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. Intervalo do contorno é 5 W/m^2 . As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%.

Na Figura 3.5 são apresentadas as anomalias da composição de PNM para os EPNs e EPIs em situações de SF e ZCAS. Em geral, algumas similaridades podem ser vistas nos campos de anomalias de PNM para ambas as situações, tais como anomalias positivas sobre a Argentina e anomalias negativas sobre grande parte do Brasil. Por outro lado, as principais diferenças são encontradas na amplitude e intensidade das anomalias negativas. As distinções entre os compostos de EPNs e EPIs são muito marcantes. Em ambas as situações, nos EPNs a anomalia de PNM é muito pequena, ao passo que nos EPIs, em média, a anomalia negativa sobre o SEB é da ordem de $-2,0$ a $-2,5$ hPa no D0. Os compostos de EPIs associados à ZCAS e SF apresentam diferenças. No caso de SF a baixa anômala no D-2 é fraca e intensifica-se ao duplicar o seu valor no D0. Nas situações de ZCAS a intensidade da baixa anômala sobre o SEB é quase a mesma desde o D-2 até o D0. Nos EPIs, para ambos os fenômenos, uma alta anômala ao sul do SEB, é indicativa de massa de ar frio sobre a Argentina, que se intensifica desde D-2 até o dia do evento. De maneira geral, percebe-se que há uma intensificação da baixa anômala térmica pelo aquecimento anômalo da superfície durante a estação. A pressão mais baixa induz convergência em baixos níveis e movimento ascendente (Figura 3.8), com a ajuda das montanhas nessa região. Surge assim, uma circulação ciclônica (Figura 3.9 a-f) sobre o SEB. Tanto nos campos de ROL quanto nos de PNM associados à ZCAS percebe-se que a atividade convectiva se estende desde a bacia Amazônica até o oceano Atlântico. Uma das características marcantes da ZCAS é a sua variabilidade em diferentes escalas de tempo. Em escala sinótica, a partir dos resultados obtidos na tese, nota-se que a incursão de frentes frias sobre a Argentina e o Sul do Brasil até latitudes mais baixas é acompanhada de um reforço da atividade convectiva no sudeste da Amazônia, estendendo-se sobre a ZCAS (CARVALHO e JONES, 2009).

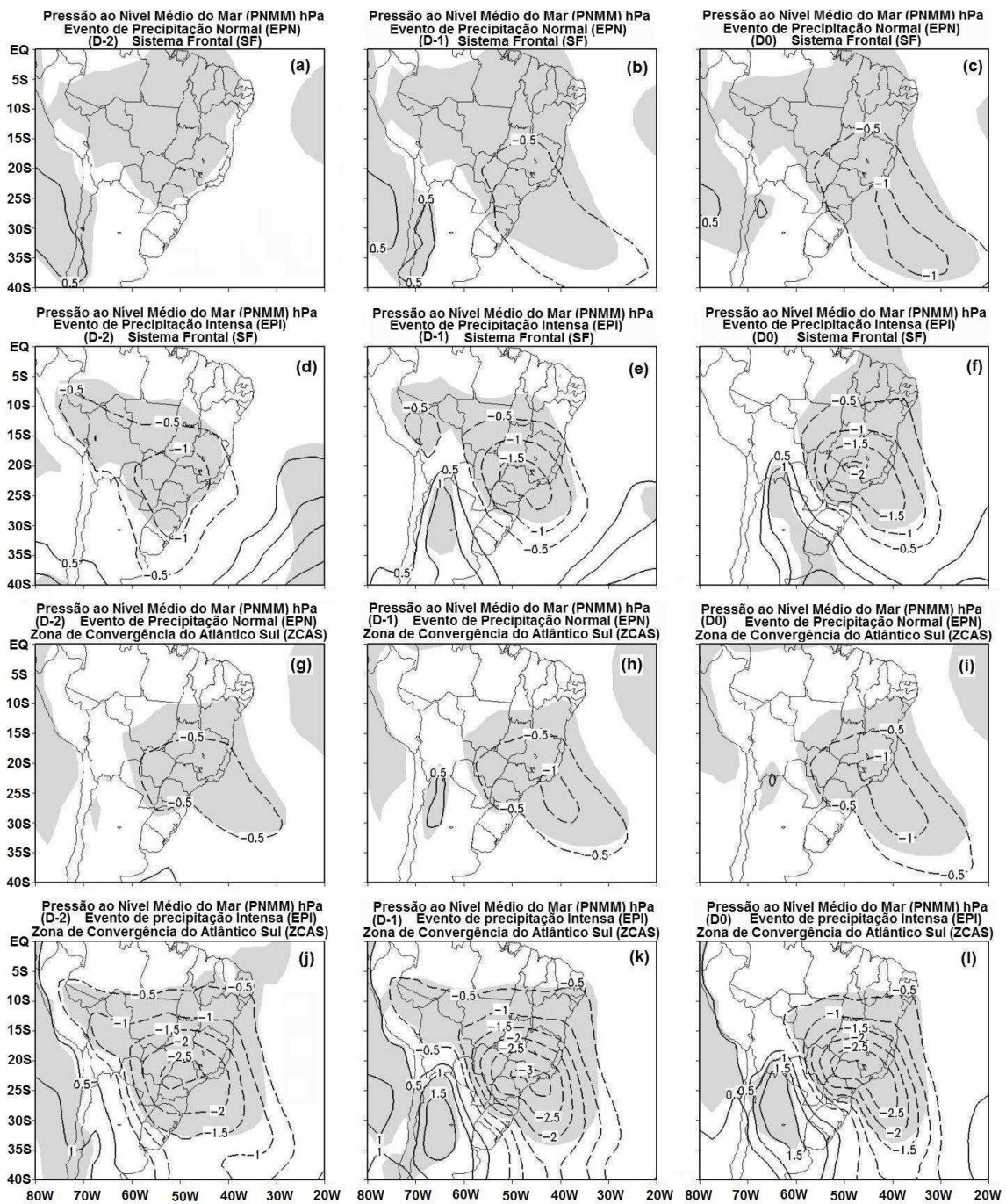


Figura 3.5 – Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de pressão ao nível médio do mar. Intervalo do contorno é 0,5 hPa.

Os campos dos compostos das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa são apresentados na Figura 3.6. Nos EPNs, um aspecto marcante, é que nas situações de SF as anomalias negativas são mais intensas (-20 m no D0), ao passo que em casos de ZCAS a maior intensidade é encontrada nas anomalias positivas (20 m no D0). Ressaltando que esta anomalia encontrada nos casos de ZCAS, é praticamente, inexistente nos SF. Nos EPIs em situações de ZCAS o centro da alta pressão ao sul do SEB apresenta fortes anomalias positivas da ordem de 40 m sobre a Argentina no D0, contudo menos intensas que nos casos de SFs. Ambas as anomalias negativas e positivas no campo de altura geopotencial intensificam-se do D-2 até o D0. Nos compostos de EPIs, em SFs e ZCAS, há a presença de duas ondas bem definidas que se deslocam do Pacífico Sul até o continente sul-americano, ressaltando a forte crista sobre a Argentina e o intenso cavado no SEB. Os cavados e cristas no trem de ondas têm orientação noroeste-sudeste. A propagação para leste do centro da anomalia de alta pressão é um pouco mais lenta nas situações de ZCAS (15° de longitude em 2 dias) do que nos casos de SF (26° de longitude em 2 dias). Isto é devido à natureza quase estacionária da ZCAS. Estas anomalias positivas de altura geopotencial com núcleo sobre o sul da Patagônia na Argentina sugerem um padrão de bloqueio (SELUCHI E CHOU, 2009) nos casos de ZCAS, que se caracterizam por acarretar uma interrupção persistente, em grande escala, na propagação normal dos sistemas transientes, assim causando anomalias nos campos de precipitação e temperatura, o que afeta de forma notória o clima em algumas regiões. Ainda, nesta figura nota-se um trem de ondas que emana do Pacífico Central até o Sul, Centro e Sudeste do Brasil, conhecido como Pacífico-América do Sul (em inglês *Pacific-South Atlantic-PSA*). Este tipo de teleconexão pode influenciar na precipitação do SEB, alterando o posicionamento, a frequência e a intensidade dos SF e da ZCAS. A influência do PSA em escala intrassazonal sobre o Brasil, principalmente na ZCAS, foi discutida em vários estudos, dentre eles o de Cunningham e Cavalcanti (2006). Os autores sugerem que um episódio de ZCAS poderia desenvolver-se quando SF se deslocam até o SEB e encontram condições favoráveis para atividade convectiva naquela região, como um cavado de baixa frequência associado ao trem de ondas do PSA.

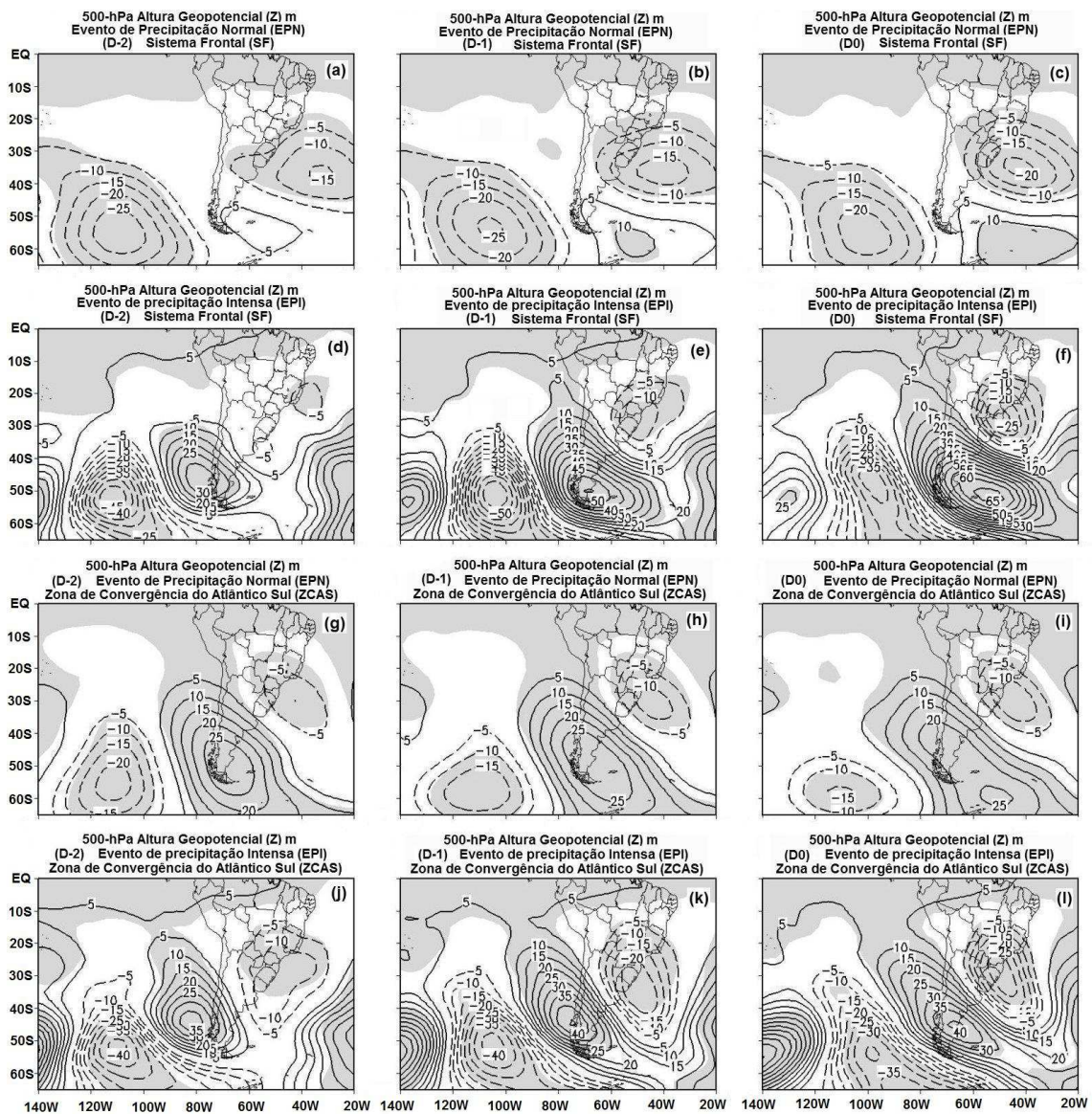


Figura 3.6 – Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de altura geopotencial. Intervalo do contorno é 5 m.

Os campos de anomalia da composição de omega em 500 hPa são apresentados na Figura 3.7. Em ambas as situações existem diferenças significativas entre EPNs e EPIs. Nos EPNs o movimento ascendente com média de $-3,0 \times 10^{-2}$ Pa/s é menos intenso do que $-8,0 \times 10^{-2}$ Pa/s para os EPIs. A razão pela qual as anomalias negativas de omega nos compostos de ZCAS são mais intensas do que em situações de SF, tanto para EPN quanto EPI, pode ser a seguinte: situação frontal é altamente transiente, e assim as localizações horizontais de máximos e mínimos nos campos de movimento vertical durante o processo de composição sofrem uma suavização na intensidade do movimento vertical. Nos casos de ZCAS a suavização é menor por ser um tipo de sistema quase estacionário. As áreas com movimentos verticais estendem-se para norte sobre o continente na direção do Nordeste do Brasil em todas as situações.

Carvalho et al. (2004) indicaram que a ocorrência de intensa atividade convectiva, logo movimentos ascendentes, associada à ZCAS sobre o continente pode aumentar o valor do percentil de 95% da precipitação diária com respeito à climatologia sobre boa parte do centro leste do Brasil, incluindo alguns estados do Nordeste. Uma diminuição no percentil é observada em casos em que a ZCAS é fraca. Quando a atividade convectiva é mais oceânica, os autores notaram que as variações mais significativas no percentil de 95% limitaram-se a região Sudeste, particularmente sobre o sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

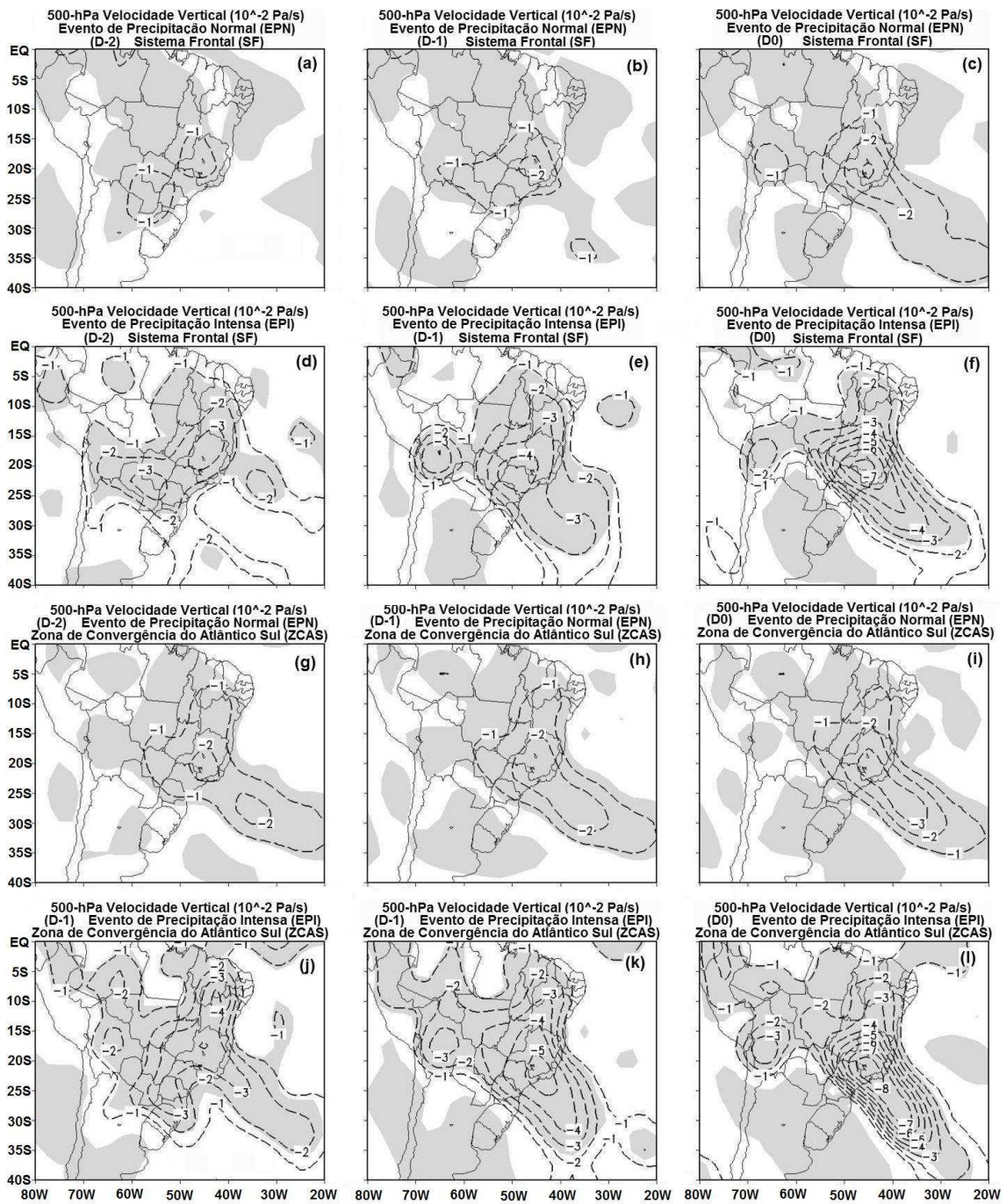


Figura 3.7 – Como na Figura 3.4, mas para anomalias da composição de omega vertical.

Intervalo do contorno é 1×10^{-2} Pa/s.

As anomalias dos compostos do vento, em baixos níveis, associadas à ZCAS são mostradas na Figura 3.8. É interessante notar que, o vórtice ciclônico anômalo em baixos níveis com centro sobre o SEB é muito mais intenso nos casos de EPIs (d-f) quando comparado com os EPNs (a-c). As anomalias dos ventos de sul sobre o Paraguai, o Leste da Bolívia e o Sul e Centro-Oeste do Brasil são muito fortes, da ordem de 10 m/s, indicando que o JBN está embebido numa circulação ciclônica anômala (tal circulação localizada no centro-sul do continente sugere a intensificação da Baixa do Chaco) em direção ao Sudeste e Nordeste do Brasil nas situações de EPIs. Herdies et al. (2002) verificaram dois padrões distintos na circulação de verão sobre o continente, um associado a ZCAS e o outro à sua ausência, e que são os principais caminhos para o transporte de umidade, momentum e calor dos trópicos para os subtropicais. Durante os eventos de ZCAS, os autores observaram um intenso JBN que transportou umidade tropical oriunda do Atlântico e Amazônia para os subtropicais, gerando convergência do fluxo de umidade e precipitação no Amazonas, Sudeste e Centro do Brasil, enquanto que divergência foi observada no leste do Brasil, Noroeste da Argentina, Paraguai, Sul da Bolívia e Norte do Chile devido ao enfraquecimento do transporte de umidade para a Bacia do Prata. Na ausência de eventos de ZCAS o fluxo de umidade de norte foi enfraquecido e deslocado para oeste, próximo à cordilheira dos Andes. Em consequência ao deslocamento para oeste do JBN, houve a redução da convergência de umidade sobre o sudeste e centro do Brasil, enquanto que houve convergência de umidade sobre o Paraguai e norte da Argentina. Assim, o transporte de umidade ocorre primariamente em direção à Bacia do Prata. Nos EPIs esta característica torna-se mais evidente e pode servir como um bom indicador de chuvas intensas sobre SEB. Desta forma, observa-se que a atividade convectiva sobre o norte da Argentina, Paraguai, sul do Brasil apresenta uma correlação negativa com a convecção associada à ZCAS. Em situações em que a ZCAS estava ausente, observou-se que o JBN se intensificava, enquanto que na presença de ZCAS a circulação predominante era de noroeste/sudeste, inibindo o fornecimento de calor e umidade para o sul da AS, região de ocorrência dos SCMs.

As anomalias do vento, em altos níveis, mostram centros de forte circulação nos compostos de EPIs, diferente dos EPNs que não mostram tal intensidade. As presenças do vórtice ciclônico anômalo fechado na alta troposfera ao longo da costa Nordeste do Brasil e da crista sobre o SEB são bastante evidentes. Isto indica que a massa de ar sobre a SEB está quente, e assim o ciclone em níveis mais baixos enfraquece com a altura e torna-se uma crista no nível de 200 hPa. As anomalias de vento em altos níveis ao redor da Bolívia mostram a circulação anticiclônica e, portanto, a configuração da Alta da Bolívia (SATYAMURTY et al., 1998), que nos casos de EPIs associados à ZCAS é ligeiramente mais forte do que o normal, indicando que a atividade convectiva nos trópicos e subtropicais do continente é mais forte. Um centro ciclônico se intensifica gradualmente a partir do D-2 até o D0 nas latitudes médias com a intensificação do jato subtropical orientado zonalmente em torno de 20°S sobre a AS. Isso mostra que a massa de ar ao sul da ZCAS se torna ainda mais fria, deste modo intensificando o ciclone em níveis superiores. Uma extensa crista ao norte do ciclone, próximo da costa leste do Brasil em torno de 20°S e um ciclone em altos níveis no Atlântico Sul Equatorial ao longo da costa nordeste do Brasil permanecem quase estacionários. A Alta da Bolívia e o ciclone do Nordeste constituem parte da estrutura da ZCAS (KODAMA, 1992). As anomalias nos EPNs são semelhantes aos EPIs, com uma exceção: a crista e o ciclone anômalos são menos intensos neste caso (comparar os tamanhos dos vetores de vento). Uma diferença entre os EPIs em situações de SF (não mostrado) e de ZCAS é o movimento em direção a leste do ciclone extratropical nos casos de SF.

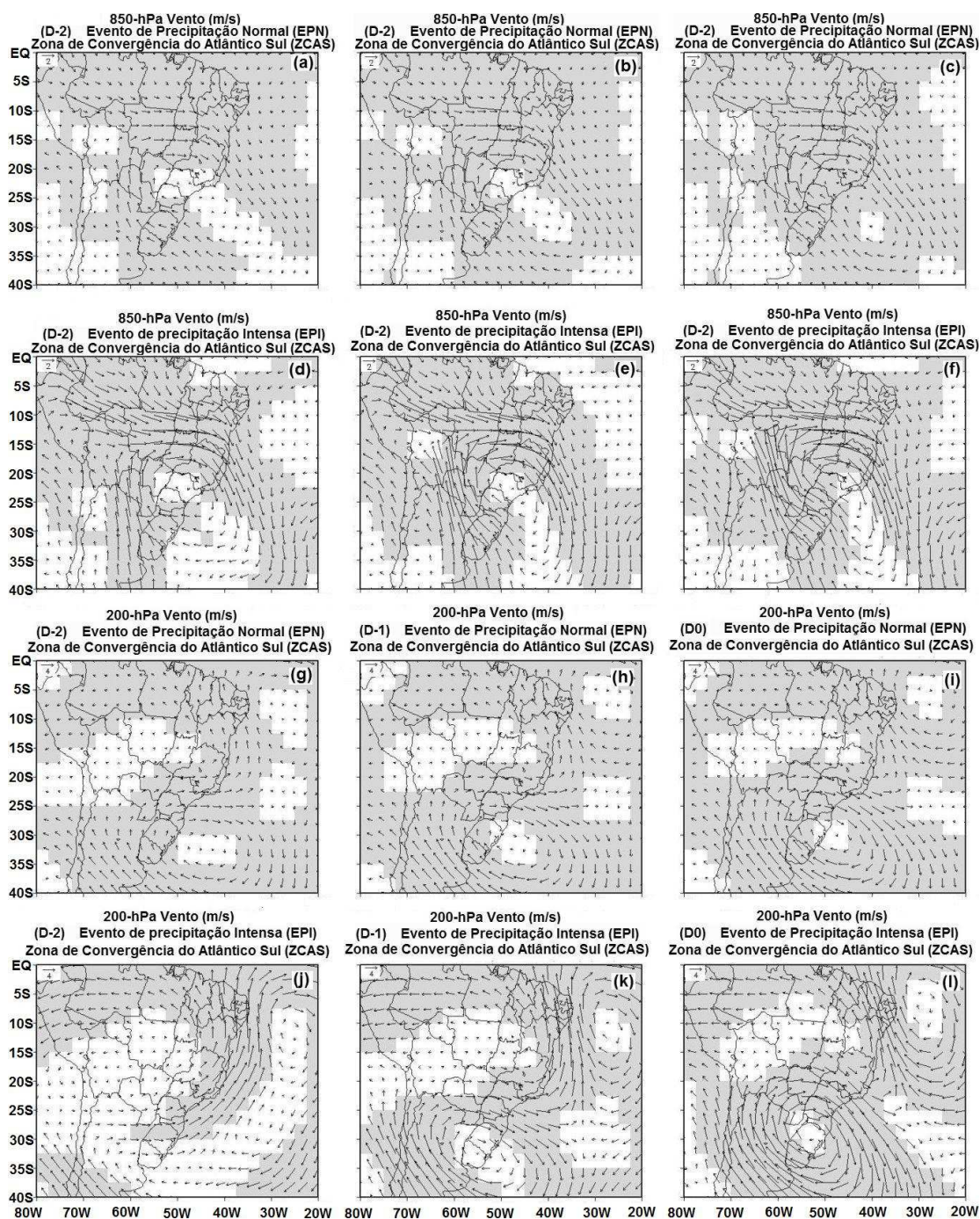


Figura 3.8 – Anomalias da composição do vento em 850 hPa (a-f) e 200 hPa (g-l) para situações de ZCAS sobre o SEB desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. O tamanho do vetor (canto superior esquerdo) para 850 hPa é 2 m/s e 200 hPa é 4 m/s. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%.

A Figura 3.9 apresenta os compostos do transporte de vapor d'água integrado verticalmente sobre a região SEB. Em geral, o transporte de vapor d'água é mais expressivo através da borda leste, ou seja, do Atlântico para a região SEB. No D0 para os EPNs a convergência do fluxo é cerca de $0,7 \times 10^7$ kg/s, enquanto que nos EPIs esta excede o valor de $1,0 \times 10^7$ kg/s. As situações de ZCAS apresentam relativamente mais convergência do que nos episódios de SF, já que tal fenômeno associa-se a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera. Além disso, esta diferença é devido às chuvas generalizadas em situações de ZCAS quando comparada a estreita banda de chuvas associadas aos SF. Podemos observar também que a convergência aumenta em torno de $0,9 \times 10^7$ kg/s no D-2 para $1,2 \times 10^7$ kg/s no D0 para casos de ZCAS. A convergência de umidade nos EPIs associados à ZCAS é 60% maior do que nos EPNs. Sendo assim, este é mais um indicador da possibilidade de chuvas fortes. Kodama (1992) sugeriu que a alta precipitação na ZCAS deva ser mantida pela convergência de dois tipos de fluxos de umidade: um ao longo da ZCAS em direção ao leste, e outra em direção à ZCAS ao longo da periferia sudoeste da ASAS, que passa sobre o mar e causa grande taxa de evaporação. Ainda, neste mesmo trabalho foi mostrado que a convergência do fluxo de umidade ao longo da ZCAS é de 5–10 mm/dia, aproximadamente, igual a diferença entre as taxas de precipitação e evaporação, o que justifica a manutenção do grande total de precipitação observada.

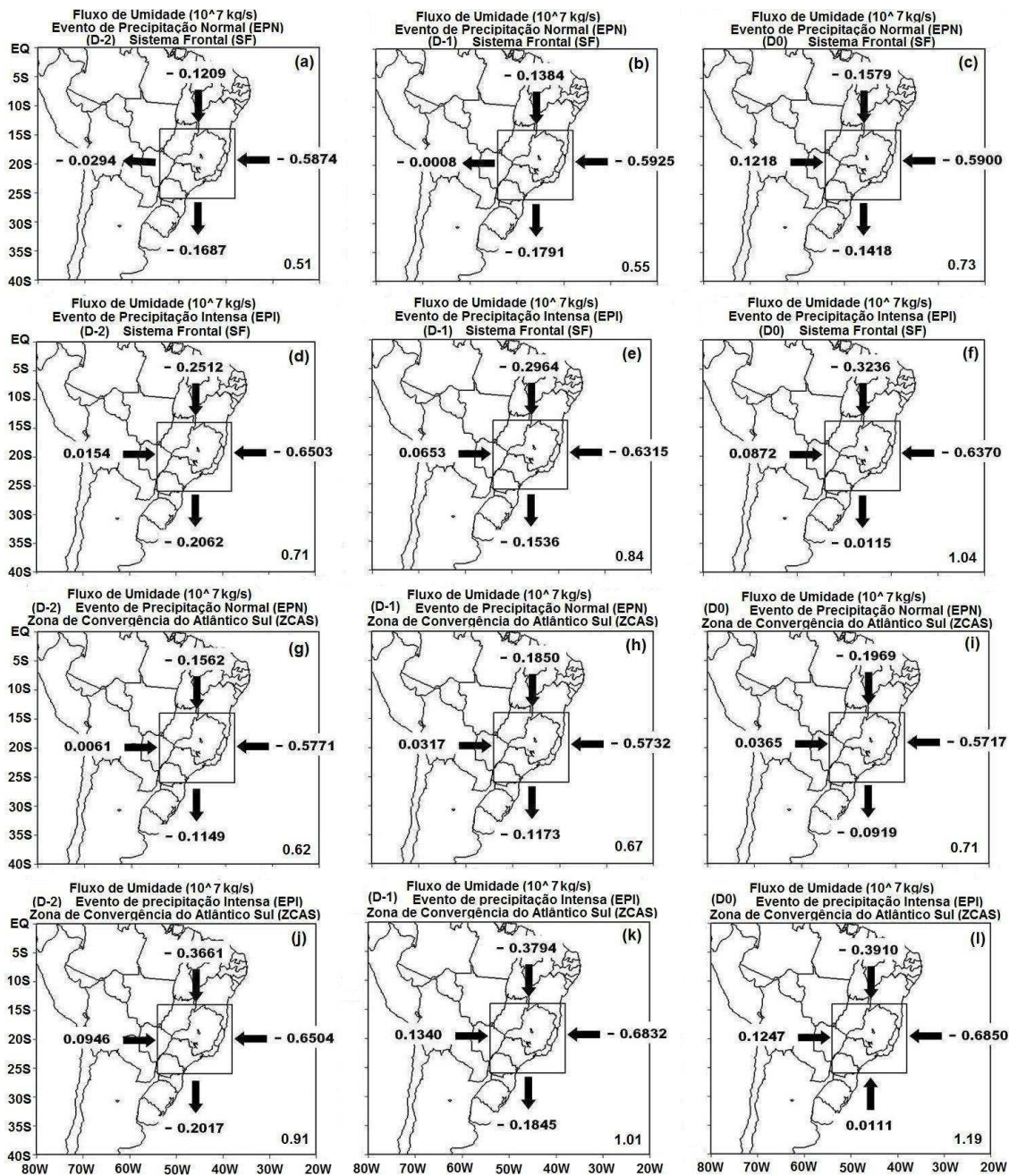


Figura 3.9 – Compostos do fluxo de umidade integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais de uma caixa retangular para situações de (a-f) SF e (g-l) ZCAS sobre o SEB desde D–2 até D0. Os painéis (a, b, c, g, h, i) são para os EPNs e (d, e, f, j, k, l) para os EPIs. Os números nos cantos inferiores do lado direito dos painéis são a convergência do fluxo de umidade sobre a área retangular. As unidades são 10^7 kg/s.

3.4 Sumário

Este capítulo apresentou as características anômalas em escala sinótica dos EPNs e EPIs em situações de SF e ZCAS. O critério utilizado para definir um EPI foi baseado na Técnica dos Quantis, ou seja, $PRP \geq Q_{0,99}$. Este critério foi utilizado restringindo os eventos que tivessem registrado precipitação intensa em ≥ 10 estações meteorológicas. O número parece um tanto arbitrário, mas foi obtido depois de vários testes, para que os números de EPIs não fossem exageradamente grandes ou pequenos demais. A vantagem deste método foi que a característica da distribuição de frequência de cada estação foi considerada. Com isto, poderíamos ter perdido alguns EPIs devido à falha no conjunto de dados, contudo os casos identificados foram raros.

As anomalias dos compostos das variáveis meteorológicas para os EPIs indicaram a intensidade das perturbações atmosféricas responsáveis pelo evento. No entanto, foi mais relevante a comparação entre anomalias de EPNs e EPIs. Para este propósito, os EPNs foram escolhidos de tal maneira que a ocorrência da chuva fosse próxima ao valor do quantil médio [$q(50)$]. O limiar usado para considerar os EPNs esteve entre 0,45 e 0,55 da mediana. Este intervalo, embora novamente pareça arbitrário, foi ajustado para que a quantidade dos eventos não fosse enorme. Com este limiar utilizado obtivemos 1981 EPNs durante o período estudado. Acredita-se que estes casos representem razoavelmente bem os dias chuvosos, contudo com precipitação normal, ou seja, nem chuva leve nem forte.

Encontrou-se que a frequência de EPIs associados à SF foi um pouco maior do que aos relacionados à ZCAS, mas não em proporção para a frequência de SF comparado à ZCAS. Em outras palavras, embora os eventos de ZCAS tenham sido poucos, ainda sim, eles produziram EPIs. A razão para isto foi que os SF são perturbações transientes e as bandas convectivas associadas a este tipo de sistema afastaram-se rapidamente da localidade atingida, assim produzindo curtos períodos de chuva, enquanto que a ZCAS por ser um sistema quase estacionário as bandas de nuvens convectivas associadas residem mais tempo sobre o SEB. Carvalho et al. (2002) definiram um EPI quando 20% ou mais do total sazonal climatológico ocorresse em um dia, com a aplicação deste

critério os pesquisadores encontraram 214 extremos somente no estado de São Paulo durante o verão, ao passo que neste trabalho considerando o SEB e independente do tipo de sistema atmosférico que causou tais eventos foram encontrados 157 casos. Esta discrepância pôde ter sido, principalmente, devido às diferentes metodologias utilizadas nos estudos.

Os compostos anômalos de ROL sobre SEB para EPIs em situações de ZCAS mostraram padrões mais alongados de anomalias negativas do que nos casos de SF, como era esperado. A região de anomalia positiva de ROL sobre a Argentina e Sul do Brasil em D-2 e D0, ou seja, região de subsidência, esteve associada com a anomalia de alta pressão (Figura 3.5). Ainda, nas situações de ZCAS a anomalia de pressão foi três vezes mais intensa para EPIs do que EPNs. Os compostos de Z500 apresentaram cavados e cristas alongados para EPIs em episódios de ZCAS, e ainda mostraram um trem de ondas do Pacífico leste até o SEB com progressão mais lenta. Nas situações de SF a progressão foi mais rápida, como era esperado. As anomalias nos EPIs foram muito mais fortes do que nos EPNs, em ambas as situações, isto é, a amplitude do distúrbio de onda sinótica foi importante para um EPI. Isto valida a nossa hipótese de que um ambiente de escala sinótica é propício à ocorrência de EPIs associados com perturbações de SF ou ZCAS. Os compostos anômalos de omega mostraram intenso movimento ascendente sobre o SEB para os EPIs associados à ZCAS, os quais são causados mecanicamente por convergência em baixos níveis. Em situações de SF o movimento ascendente sobre o SEB foi causado por advecções térmicas (advecção quente à frente e fria atrás da posição da frente). Em geral, as anomalias do vento mostraram centros ciclônicos e anticiclônicos anômalos mais fortes para os EPIs. O centro ciclônico anômalo em baixos níveis para os EPIs em situações de SF (figura não mostrada) apresentou uma progressão em direção a leste que foi ausente em situações de ZCAS (Figuras 3.8 d, f).

É muito comum encontrar estudos que analisam as condições meteorológicas associadas a eventos de tempo extremos, onde as anomalias com respeito às condições climatológicas são discutidas. No presente estudo, realizou-se uma comparação entre as anomalias associadas aos eventos de precipitação intensas e situações de chuvas

normais. Os resultados apresentados nesta pesquisa podem dar ao meteorologista a capacidade de distinguir um caso normal de um evento intenso. Para a comunidade científica, os resultados são úteis para saber que condições constituem um evento de chuva intensa. Desta forma, sugerimos introduzir produtos como as anomalias de composição de variáveis meteorológicas nos centros de precisão de tempo do SEB.

Quando estudamos a frequência dos EPIs em situações de SFs e ZCAS percebemos que estes têm maior ocorrência durante o mês de janeiro, contudo em março há um sutil aumento de tais episódios em relação ao mês de fevereiro. Este fato nos chamou atenção, por isso é a investigação do próximo capítulo.

CAPÍTULO 4

EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO NORMAL E INTENSA DURANTE O PÓS-VERÃO OCORRIDOS NO SUDESTE DO BRASIL ASSOCIADOS À ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

4.1 Introdução

A região SEB é afetada por EPIs durante os meses do verão, que neste capítulo são considerados de novembro a fevereiro. E, o mês de março, aqui é denominado, de pós-verão. Estes eventos apresentam características intensas, principalmente, pela formação de ZCAS, que são responsáveis por catástrofes, tais como: deslizamentos de encostas, inundações, perdas na agricultura, interrupção de energia e redes de comunicação, e até mesmo mortes de seres humanos. Vasconcellos (2008) mostrou que a precipitação acumulada em março no SEB é maior que o acumulado em cada mês da primavera. Durante o período chuvoso o solo da região já se encontra bastante saturado no mês de fevereiro, assim tornando-se muito mais vulnerável com as chuvas torrenciais que ocorrem em março, por isso o destaque para este mês. Ahrendt e Zuquette (2003) em estudos sobre deslizamentos de terra na cidade de Campos do Jordão/SP argumentam que massa de material inconsolidado (solo) torna-se propenso a desmoronamentos quando saturado de umidade.

Os padrões sinóticos associados a eventos de deslizamentos de terra na Serra do Mar, durante a temporada de verão, foram estudados por Seluchi e Chou (2009). Nos casos associados tanto com ZCAS quanto com SF, os campos compostos mostraram que a divergência de massa em 250 hPa foi notavelmente mais intensa do que a climatologia 24 horas antes dos eventos de deslizamentos de terra. Anomalias dos eventos para a climatologia de dez anos mostrou umidade do solo acima do normal, as quais foram mais evidentes nos casos de ZCAS. Ainda, observaram que mais de 80% destes eventos de chuvas intensas que ocasionaram deslizamentos de terra na Serra do Mar estiveram associados com sistemas sinóticos ou de grande escala. Carvalho et al. (2002) investigaram as relações entre as ocorrências de eventos de precipitação intensa em São

Paulo e convecção profunda associada à ZCAS no oceano Atlântico durante o verão austral de 1979–1996. Aproximadamente, 65% de todos os eventos intensos de precipitação ocorreram quando a atividade convectiva da ZCAS foi intensa sobre grande parte da AS, incluindo o SEB e oceano Atlântico. Soares e Marton (2006) estudaram a relação entre a precipitação e deslizamentos de terra em Angra dos Reis/RJ. Os resultados mostraram que desmoronamentos de terra são mais frequentes durante o verão austral, sendo que dois dias de precipitação acumulada foi o fator mais representativo.

Durante o verão 2008–2009, o CPTEC informou que a chuva mais intensa ocorrida sobre o SEB foi observada no dia 12 de março causada pela formação de ZCAS, a qual desencadeou convecção profunda em várias áreas da região durante este dia. Fortes chuvas, inundações, rajadas de vento e relâmpagos foram observados ao longo da zona de convergência que causou grande transtorno à população. Satyamurty et al. (2008) descreveram diferenças das características de fluxo regional entre um episódio chuvoso e outro não chuvoso ocorridos em março de 2006, no leste do Estado de São Paulo. Os compostos de geopotencial, na média troposfera e campos de vento na baixa troposfera, mostraram um cavado de onda curta no Atlântico distante do sul do Brasil durante o episódio chuvoso. Na troposfera superior, a Alta da Bolívia foi mais forte durante o episódio chuvoso do que o não chuvoso, indicando que a troposfera sobre os trópicos estava mais quente durante o episódio chuvoso. O JBN no caso chuvoso não penetrou até o norte da Argentina, o qual esteve orientado na direção noroeste-sudeste, assim indicando que o transporte de umidade foi dirigido para o SEB. Lima et al. (2010), que é parte desta tese, constataram que as ocorrências de chuvas no verão do SEB apresentaram grande convergência de umidade no período de dois dias que antecederam o evento intenso. No entanto, a ocorrência de chuvas fortes no pós-verão sobre a SEB não foram detalhadas.

Desta forma, neste capítulo, pretende-se determinar as características anômalas do padrão atmosférico em escala sinótica associadas aos EPIs e EPNs sobre o SEB causadas por ZCAS durante o mês de março, assim como compará-los com os EPIs dos meses de novembro a fevereiro.

A organização do capítulo é como segue. Na seção 4.2 são apresentados os dados e a metodologia utilizada. Em seguida, na seção 4.3 os resultados são apresentados, onde estão inseridos uma breve discussão sobre a umidade do solo e características anômalas em escala sinótica associadas aos episódios. E, por último na seção 4.4 é feito um sumário dos principais resultados obtidos.

4.2 Dados e Metodologia

Para estudar as características sinóticas anômalas associadas aos EPNs e EPIs apenas para situações de ZCAS, neste capítulo, são utilizados os dados de altura geopotencial em 500 hPa, vento e umidade específica nos níveis padrões de 1000 até 300 hPa, oriundos das Reanálises I do NCEP-NCAR com resolução de $2,5^\circ$ latitude \times $2,5^\circ$ longitude para o período de 1960-2005. Além destes, também são usados dados diários de umidade do solo obtidos das Reanálises do ECMWF/ERA-40 para o período de 1960 a 2002, com resolução espacial de $1,125^\circ$ latitude \times $1,125^\circ$ longitude, com intuito de construir a climatologia mensal da umidade do solo.

O método para selecionar os EPNs e EPIs é exatamente idêntico ao capítulo anterior, ou seja, por meio da Técnica de Quantis. Desta forma, as situações de EPNs e EPIs são identificadas para o mês de março, contudo apenas os EPIs são selecionados para os meses de novembro a fevereiro, durante o período em análise. Estes eventos são apresentados somente para ocorrência de ZCAS por ser o sistema dominante na AS durante a estação chuvosa. As metodologias aplicadas para selecionar os casos de ZCAS, para confeccionar as anomalias da composição e o transporte de vapor d'água seguem iguais aos itens 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4 do capítulo anterior.

4.3 Resultados e Discussão

4.3.1 Umidade do Solo

A Figura 4.1 mostra a distribuição mensal da umidade do solo na região em estudo. Observa-se que há um acentuado acúmulo de água no solo a partir de novembro até janeiro e ainda um pequeno acúmulo em fevereiro. Neste estágio, o solo encontra-se mais propenso a saturação ou aproximadamente saturado, tornando-se mais vulnerável à erosão com as chuvas de março. Desta maneira, os EPIs ocorridos em março podem ser considerados mais desastrosos para a região. Pesquisas têm mostrado a importância da umidade do solo na caracterização do clima em escala global e regional, assim como a forte influência desta variável nos processos de convecção e precipitação. Candido et al. (2006) avaliaram o impacto da condição inicial de água no solo em um evento de ZCAS ocorrido de 18 a 28 de janeiro de 1997. Três simulações foram conduzidas considerando diferentes condições iniciais de umidade do solo. O maior impacto da mudança na umidade do solo foi no balanço de energia à superfície através da alteração da partição da energia disponível nos fluxos de calor latente e sensível. O aumento (diminuição) da umidade do solo promoveu o crescimento (redução) do *Convective Available Potential Energy (CAPE)*. O maior conteúdo de água no solo na região da Amazônia intensificou o transporte de umidade em baixos níveis dirigido para a zona de convergência, enquanto que na condição de solo seco este transporte foi enfraquecido e a umidade foi transportada para o setor sul da AS.

O SEB apresenta uma topografia bastante acidentada, com destaque para as Serras da Mantiqueira, do Mar e do Espinhaço, localizadas paralelas ao litoral Figura 3.1 (b). Em alguns pontos, há picos que ultrapassam os 2.500 m acima do nível do mar. Além do planalto, existem zonas de depressões como os Vales do Paraíba e São Francisco, onde a altitude se reduz para 300 m acima do nível do mar. Em muitos lugares, as inclinações do terreno excedem 45°. A floresta nativa (Mata Atlântica) encontra-se, hoje, substituída por pastagens totalizando cerca de 90% da sua área total. Estas características geomorfológicas têm um papel importante na interação com o escoamento atmosférico durante as estações do ano. Uma vez que a região apresenta

chuvas fortes, declives acentuados, solo saturado, cobertura vegetal degradada, logo estes fatores fazem com que o local seja propício a desastres naturais. Coelho-Netto et al. (2007) mostraram para eventos extremos de chuva que ocorrem na região montanhosa da Tijuca/RJ que os fatores morfométricos locais sobre rochas de granito com grande formação de blocos *in situ*, juntamente com a degradação da floresta tem controlado a ocorrência de deslizamentos de terra em áreas de média a alta suscetibilidade.

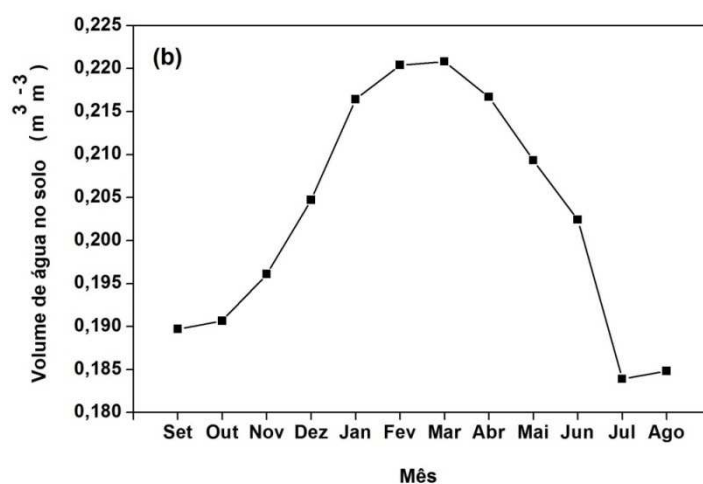


Figura 4.1 – Distribuição mensal do volume de água no solo durante o período de 1960 a 2002.

4.3.2 Características Atmosféricas Anômalas

Os campos de anomalia da composição da altura geopotencial em 500 hPa para os EPNs e EPIs em março e EPIs em NDJF são apresentados na Figura 4.2. As diferenças mais significativas entre os EPNs e EPIs em março são na intensidade e posição da anomalia da baixa pressão na costa Atlântica ao norte de 40°S, denotando um trem de ondas. Como também, nos ciclones e anticiclones anômalos que se posicionam ao sul de 30°S. Em março, para os EPIs os cavados e cristas anômalas ao sul de 30°S são muito mais intensas do que nos casos de NDJF. Nas situações de EPIs, o centro da baixa pressão ocupa grande parte do Brasil, inclusive o SEB e estende-se até o oceano Atlântico. Este vai aprofundando-se gradualmente desde dois dias precedentes à data do evento, assim como a crista na Argentina. Nas situações de EPNs, o núcleo da baixa localiza-se mais distante da costa. O ciclone anômalo é mais profundo nos compostos de EPIs do que nos EPNs nos três dias apresentados. As diferenças entre os EPIs em março (segunda linha) e NDJF (terceira linha) são, principalmente, na intensidade das anomalias dos ciclones e anticiclones. No caso de março a baixa anômala apresenta núcleo com intensidade de -45 m, enquanto que em NDJF a máxima intensidade é de -20 m, sendo que ambas têm configuração alongada em direção ao oceano Atlântico. Ressalta-se que nas três situações o anticiclone anômalo posicionado (60°-20°S e 80°-20°W) é sempre mais intenso que o ciclone anômalo posicionado na sua retaguarda, principalmente nos EPIs de março, quando no D0 o núcleo do anticiclone alcança 125 m. Isto nos mostra a dominância deste anticiclone anômalo na ocorrência de EPIs, fato que segundo Seluchi e Chou (2009) está associado a condições de bloqueio, e assim mantendo o estacionamento da ZCAS. Esta característica também foi notada no capítulo anterior, independente do tipo de sistema atmosférico atuante, seja SF ou ZCAS. Em geral, podemos perceber padrões alternados de ciclones e anticiclones anômalos, sugerindo trens de ondas do tipo PSA propagando-se no escoamento médio de verão. Castro e Cavalcanti (2003) analisaram a atividade convectiva da ZCAS com relação ao seu deslocamento. Foi notado que a ZCAS ocorrendo em latitudes mais tropicais recebe a influência mais forte do modo equatorial da Oscilação Madden Julian (OMJ), enquanto a ZCAS nas outras duas regiões mais subtropicais, recebe a influência do modo interação trópicos/extratrópicos do tipo PSA.

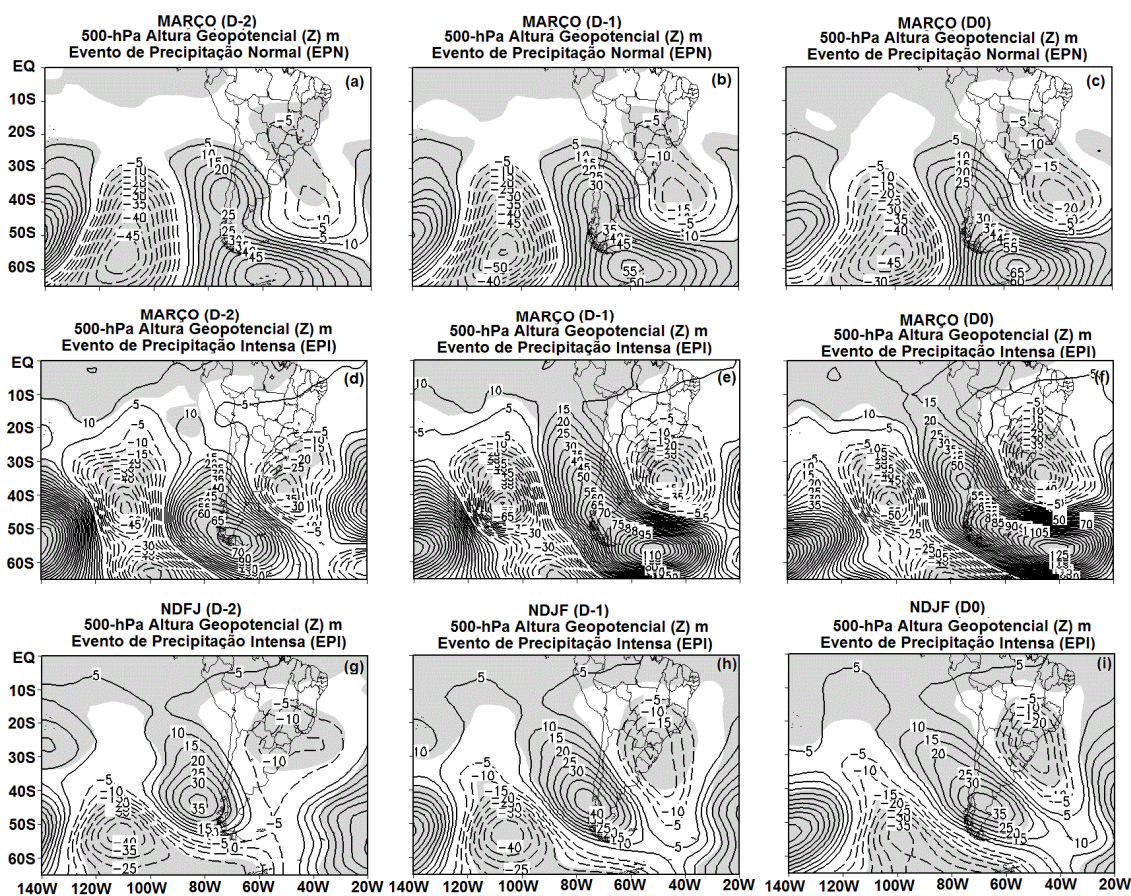


Figura 4.2 – Anomalias da composição de altura geopotencial em 500 hPa, negativas (linhas tracejadas) e positivas (linhas contínuas) sobre o SEB associadas à ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. Intervalo do contorno é 5 m. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%.

As anomalias da composição do vento em 850 hPa podem ser visualizadas na Figura 4.3. Em geral, as anomalias do vento são mais intensas para os EPIs do que para os EPNs, o que já era esperado. A circulação anômala sobre o SEB é composta, principalmente, por ventos de oeste e noroeste embebidos numa circulação ciclônica que se intensifica com o decorrer do tempo. Esta característica também foi encontrada no capítulo anterior, o que segundo Zhou e Lau (1998), mostra a caracterização do sistema de monção da AS. Para esses pesquisadores a reversão sazonal na direção do vento nos baixos níveis ocorre quando a componente anual média é retirada. Durante o verão austral, após remover o ciclo anual, o escoamento de nordeste em baixos níveis, associado à Alta Subtropical do Atlântico Norte, entra na região tropical da AS. Após entrar no continente, o vento em baixos níveis muda de direção de nordeste para noroeste, devido à conservação de vorticidade absoluta e ao efeito da barreira provocada pela Cordilheira dos Andes, convergindo então na região central da AS, onde se encontra a baixa térmica do Chaco. Durante o período de verão na AS, quando a circulação de monção está na fase mais ativa, há predominância de ventos de oeste. As fases ativas e inativas da monção são acompanhadas de características atmosféricas anômalas, quase opostas entre si. Gan et al. (2004) observaram que, além da anomalia positiva (negativa) no campo de precipitação, ocorrem anomalias no campo de pressão e circulação dos ventos em baixos e altos níveis. No período ativo, na região central da AS, foi observada anomalia negativa no campo de pressão atmosférica, anomalia ciclônica na circulação em baixos níveis e anomalia anticiclônica em altos níveis. Estas características anômalas na circulação também foram observadas no capítulo anterior, assim como neste. O período ativo foi associado às anomalias de ventos de oeste desde a região amazônica até a região Sudeste do Brasil. Herdies et al. (2002) observaram durante eventos de ZCAS (uma das componentes do sistema de monção da AS) ventos de oeste na região sul Amazônica e central do Brasil, forte convergência de umidade, e consequentemente, anomalia negativa no campo de ROL. Por outro lado, fraca convergência de umidade e anomalia positiva de ROL foram observadas no Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina, por causa dos ventos anômalos de sul, como os encontrados na Figura 4.3.

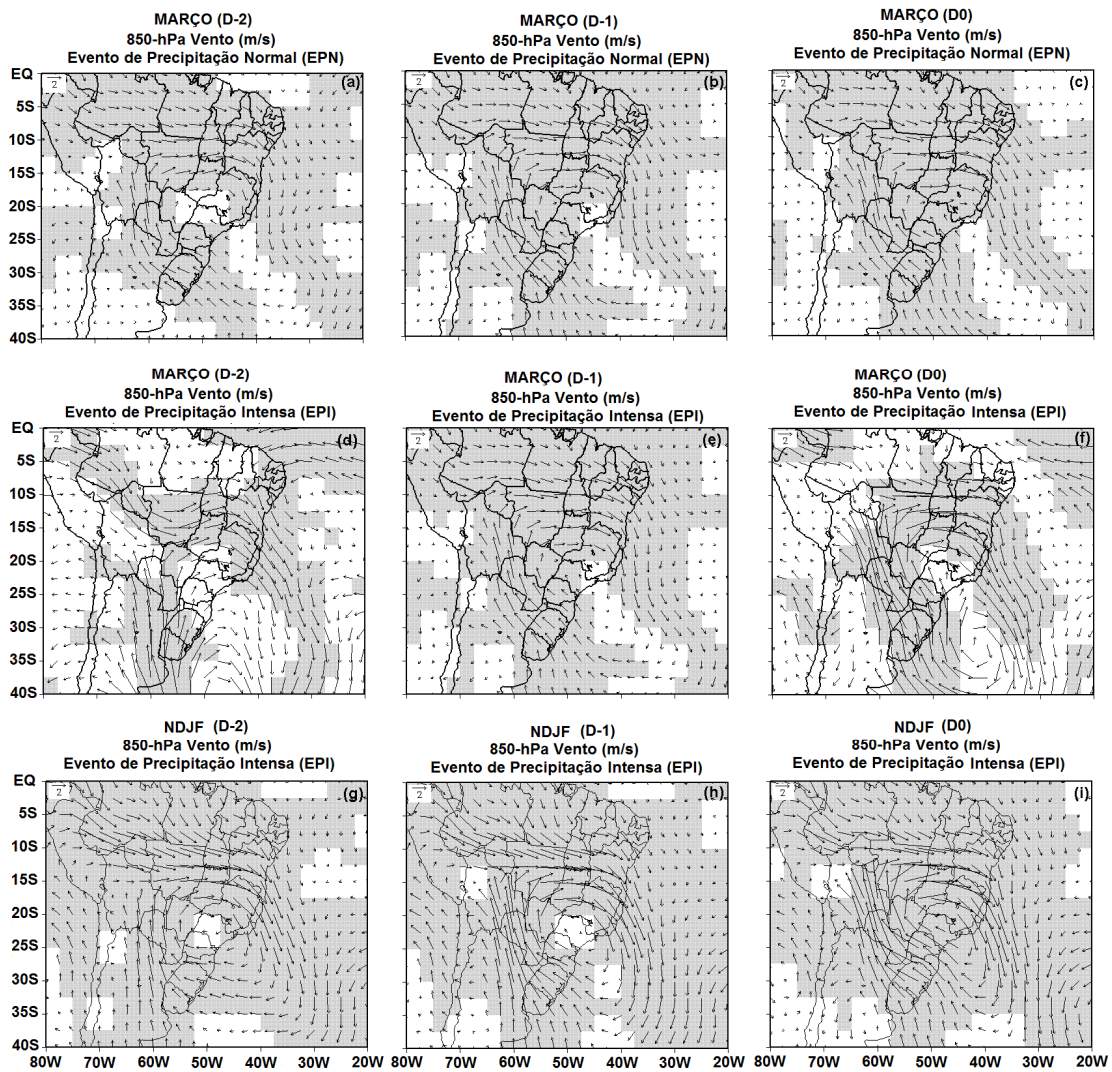


Figura 4.3 – Anomalias da composição do vento em 850 hPa sobre o SEB associadas à ZCAS desde D–2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPN e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. As áreas sombreadas são significantes ao nível de 90%.

Em altos níveis (Figura 4.4) os compostos de EPIs em março e NDJF apresentam diferenças. Nos EPNs os ventos estão bem enfraquecidos, com a existência de uma circulação anticiclônica anômala sobre o SEB. No D0, observamos três células de circulações anômalas: uma ciclônica no sul do Brasil, uma anticiclônica no SEB e no litoral nordeste uma ciclônica. Sendo que, com o passar do tempo as células apenas apresentam melhor configuração, contudo aumenta pouco de intensidade. No D-2 para os EPIs de março nota-se que no sul do Brasil existem ventos anômalos de oeste com intensidade bastante pronunciada. Enquanto que, a partir de 20°S estes ventos tornam-se de sul, os quais formam um corredor até o nordeste do Brasil e quando alcançam o Atlântico Tropical voltam a ser de oeste. No D0 formam-se dois ciclones anômalos bastante intensos um localizado no sul/sudeste do Brasil e outro no nordeste/Atlântico Tropical. Nos EPIs de NDJF na faixa entre 25°S e 15°S os ventos anômalos são predominantemente de oeste nos três dias em análise. No dia anterior ao evento formou-se uma circulação ciclônica com centro no litoral gaúcho. No D0, este núcleo adentra o continente localizando-se no litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. No Nordeste do Brasil tem-se configurado o cavado que é típico de situações de ZCAS, contudo é menos intenso que o observado em março. Normalmente, o gradiente térmico pólo-equador não é tão forte em março. No entanto, nos compostos dos EPIs este gradiente térmico é mais intenso, e isso pode ajudar na intensificação da perturbação. Uma das características marcantes nas ocorrências de ZCAS é a presença do cavado do Nordeste e a Alta da Bolívia. Neste caso a Alta da Bolívia não está bem configurada nos campos anômalos de ventos em altos níveis, contudo o cavado do Nordeste encontra-se presente, mas distante da costa nordestina, com resfriamento da atmosfera evidente nas anomalias de 200 hPa (não mostrado). Este padrão sugere a intensificação do cavado do Nordeste (GANDU e SILVA DIAS, 1998), que pode representar uma extensão da atividade de convecção profunda em direção à costa Norte do Brasil. Em altos níveis, durante o verão austral, os ventos de oeste em médias e altas latitudes são mais fracos, entretanto quando se trata de EPIs estes ventos são mais intensos conforme observado na análise da Figura 4.4. O jato subtropical se apresenta duas vezes mais fraco durante o verão, quando comparado com o inverno.

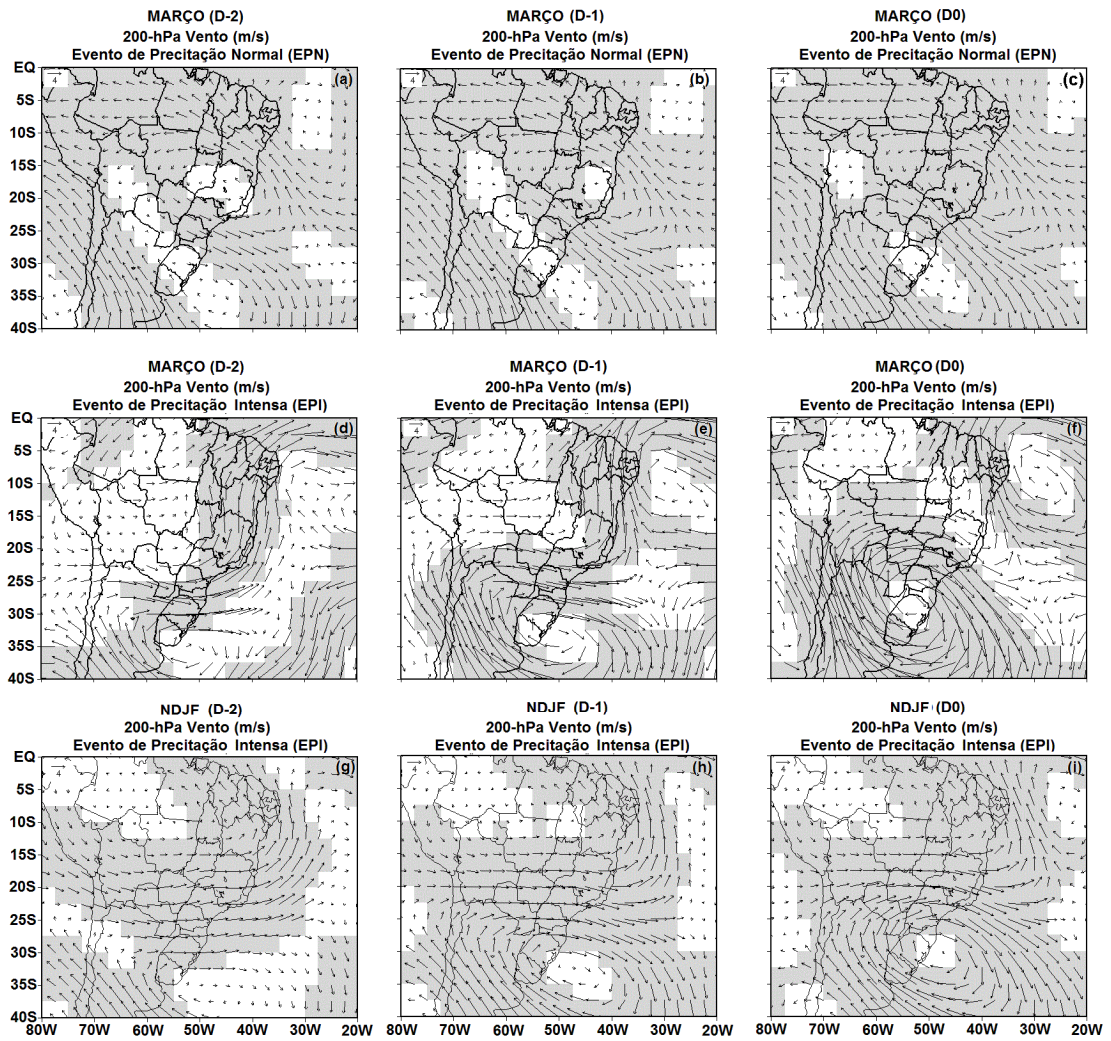


Figura 4.4 – Como na Figura 3.3, mas para o vento em 200 hPa.

O fluxo de vapor d'água através das bordas da região em estudo é apresentado na Figura 4.5. Em geral, todos os compostos mostram que a borda leste fornece a maior parte do fluxo de vapor d'água (> 60%) para o interior da região em destaque. A borda norte atribui cerca de 25% do fluxo. No D0 os compostos de EPIs em março (segunda linha) mostram maior fluxo de umidade do que nos compostos dos EPNs através das bordas norte, sul e leste. A convergência do fluxo de umidade, no D0, são 70 unidades nos casos de EPNs, 104 e 130 unidades nos casos de EPIs. Para os EPIs em março a convergência aumenta de 59 unidades no D-2 para 84 unidades no D-1 e 104 unidades no D0. Este rápido aumento não é observado nos compostos dos EPNs. Os compostos de NDJF (terceira linha) mostram maiores valores de convergência do fluxo de umidade desde D-2 até D0, quando comparados com os EPIs de março. No D0 para as três situações observa-se que todas as setas estão direcionadas para dentro da caixa retangular, assim mostrando o maior conteúdo de umidade neste dia. O JBN, a leste dos Andes, é conhecido por transportar umidade da bacia Amazônica para o sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e Uruguai (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997). Entretanto, quando o JBN está mais fraco do que o normal (ver anomalias de sul na Figura 4.3) o transporte de umidade é direcionado para o SEB onde há aumento na convergência de umidade sobre a região.

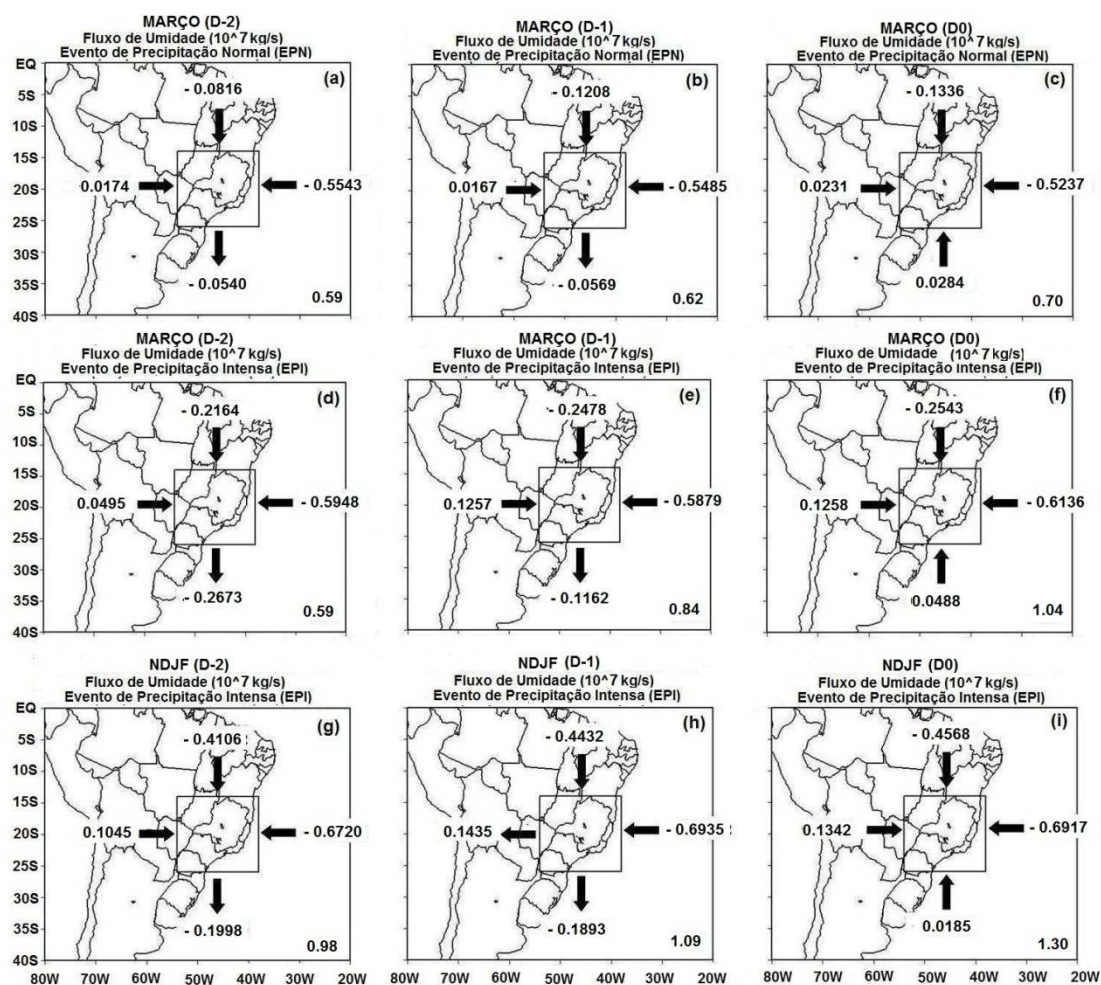


Figura 4.5 – Compostos do fluxo de umidade integrado desde a superfície até 300 hPa ao longo das bordas laterais de uma caixa retangular associados à ZCAS desde D–2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs ocorridos em março, e (g, h, i) para os EPIs ocorridos em NDJF. Os números no cantos inferiores direito dos painéis são a convergência total do fluxo de umidade sobre a área retangular. As unidades são 10^7 kg/s.

4.4 Sumário

O mês de março chamou a nossa atenção porque houve um aumento significativo no número de EPIs, mesmo com a precipitação climatológica, diminuindo a partir de janeiro. Uma observação importante foi sobre o conteúdo de umidade no solo que aumentou acentuadamente de menos de 18.5% em julho para quase 22% em fevereiro, e então lentamente para mais do que 22% em março. Quando o solo está saturado ou quase saturado, regiões de terreno íngreme tornam-se vulneráveis à erosão pelas chuvas adicionais, principalmente, se a chuva é intensa. Esta foi a razão pela qual se deu especial atenção aos eventos de chuvas em março e daí a importância deste capítulo.

Os eventos considerados como precipitação intensa foram eventos bastante raros, isto é, cerca de um por mês em toda a temporada de novembro a março entre 1960 a 2005. A comparação entre os EPNs e EPIs apresentou grandes diferenças que podem ser utilizadas como alertas para a previsão deste tipo de evento. A convergência do fluxo de umidade sobre a região nos EPIs foi 50% maior do que nos casos de EPNs. Um forte aumento na convergência de umidade desde D-2 até D0 pareceu ser um indicador da possibilidade de EPIs.

Existiram algumas diferenças interessantes na estrutura da perturbação de escala sinótica responsáveis pelos EPIs ocorridos no verão (Figuras 4.2, 4.3 e 4.4, linha inferior) e pós-verão (Figuras 4.2, 4.3 e 4.4, linha do meio). Em baixos níveis, a circulação ciclônica anômala foi melhor configurada em NDJF, contudo os ventos foram bastante intensos em ambas categorias. Considerando a altura geopotencial em 500 hPa representativa da temperatura na baixa e média troposfera, constatou-se que o gradiente térmico meridional é mais fraco no caso de NDJF, o que significa que a instabilidade baroclínica também é mais fraca. O JBN foi mais fraco no caso de pós-verão e, portanto, a umidade da Amazônia foi transportada para o norte de 25°S. Desta forma, a convergência de umidade sobre o SEB aumentou, e assim a convecção úmida liberou calor latente, que por sua vez deu suporte para a manutenção da perturbação. Seguindo Seluchi e Chou (2009) pode-se argumentar que o ciclone anômalo situado ao norte de 40°S e o anticiclone anômalo localizado ao sul de 20°S no Atlântico

constituem uma situação de bloqueio, com isto a perturbação de escala sinótica persiste por alguns dias causando grandes quantidades de precipitação ao longo do cavado ou centro da baixa. O trem de ondas associados ao PSA aparece em muitas séries e períodos de dados, sendo que esse representa o principal modo de variabilidade dos fluxos anômalos em médios e altos níveis na banda intrassazonal no verão austral, segundo Mo e Paegle (2001).

Coelho-Netto et al. (2007) discutiram as condições hidro-geomorfológicas que levaram à suscetibilidade de deslizamentos de terra na Tijuca/RJ. Surpreendentemente, os autores não consideraram a importância da chuva ou saturação da umidade do solo. Outros autores como Ahrendt e Zuquette (2003) argumentaram que a saturação da umidade do solo foi um fator preponderante em situações de chuvas intensas. Então, pensamos que as fortes chuvas em conjunto com o solo saturado são importantes fatores para a desestabilização de regiões com encostas montanhosas. Desta maneira, os compostos das anomalias, aqui apresentados, podem ser úteis como um guia para os meteorologistas operacionais da região SEB. Isto será possível com a criação de um produto sobre anomalias da composição de variáveis meteorológicas para os atuantes na área operacional.

Com intuito de verificar uma possível relação entre os EPIs e EPNs ocorridos no SEB e as anomalias de TSM no Atlântico Subtropical, no próximo capítulo este assunto será analisado observacionalmente através da correlação de ordem de Spearman.

CAPÍTULO 5

EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO NORMAL E INTENSA E AS ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR: ANÁLISE OBSERVACIONAL

5.1 Introdução

Um dos mais complexos e intrincados sistemas do mundo é dos oceanos. Eles exercem um papel fundamental na atmosfera e, conseqüentemente, no clima do planeta terra. O sistema climático terrestre envolve complexos processos que acoplam oceano e atmosfera por meio das interações na interface das camadas limite oceânica e atmosférica, onde se processam as trocas de momentum e energia. O oceano supr a atmosfera com vapor d'água e energia que influenciam o ciclo hidrológico e a energética da atmosfera, a qual, por sua vez, fornece água para os oceanos em forma de rios, chuvas, etc. A TSM exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, pois a diferença entre a TSM e a temperatura do ar determina fluxo de calor entre a atmosfera e o oceano. Pequenas variações de TSM podem acarretar grandes variações nos fluxos da interface ar-mar, além de provocar impactos significativos no escoamento atmosférico, conseqüentemente, nos sistemas meteorológicos (MOURA e SHUKLA, 1981).

Recentemente, o papel do oceano Atlântico Subtropical no tempo e clima da AS começou a ser investigado. Os mecanismos físicos pelos quais esse oceano pode impactar no tempo e no clima desta região ainda não são bem compreendidos, como aqueles das regiões oceânicas tropicais. O papel das anomalias de TSM na circulação atmosférica climática sobre a AS e seus efeitos no nordeste do Brasil tem sido extensivamente discutido por Moura e Shukla (1981), Nobre e Shukla (1996), Pezzi e Cavalcanti (2001), dentre outros. Por outro lado, poucos estudos têm tentado avaliar a importância do oceano Atlântico Subtropical para as perturbações associadas aos EPIs que ocorrem no verão sobre o SEB. Sendo assim, a influência das anomalias de TSM do Atlântico Subtropical sobre o tempo e o clima da AS permanece uma questão em aberto.

Ainda há muita controvérsia nos estudos que abordam as relações entre as anomalias de TSM do Atlântico Subtropical e as chuvas que ocorrem no SEB, principalmente, quando estão associadas com ZCAS. Alguns estudos mostram que as anomalias de TSM sobre o Atlântico Subtropical exercem influência no padrão da precipitação sobre o SEB. Lenters e Cook (1995) mostraram que a continentalidade, topografia e TSM são os fatores mais importantes na formação e estrutura do campo de precipitação sobre a AS. Cardoso e Silva Dias (2001) observaram relações significativas entre as anomalias de TSM do Atlântico Subtropical e EPIs sobre regiões homogêneas do sul e sudeste do Brasil. Por outro lado, estudos com modelos atmosféricos mostraram que a ZCAS é intensificada ou posicionada sobre águas mais quentes quando estas são usadas como condição de contorno para forçar estes experimentos. Outros estudos sugerem a existência de águas mais frias posicionadas logo abaixo da ZCAS (ROBERTSON E MECHOSO, 2000). Uma possível explicação, segundo Chaves e Nobre (2004), é que a água fria seria uma consequência, e não a causa do aumento da nebulosidade, em razão da presença das ZCAS, o que atenuaria a chegada de radiação solar à superfície do mar.

Um melhor entendimento dos processos de interação oceano-atmosfera nessa região refletirá num aperfeiçoamento das previsões no SEB. Desta forma, este capítulo visa compreender os efeitos das anomalias de TSM do Atlântico Sudoeste na ocorrência de EPIs no SEB.

A organização do capítulo encontra-se da seguinte maneira. Na seção 5.2 são apresentados os dados de anomalias de TSM e precipitação, assim como a metodologia empregada para fazer a correlação destas duas variáveis. Em seguida, na seção 5.3 os resultados são analisados e discutidos. E, finalmente na seção 5.4 é feito um sumário dos principais resultados encontrados.

5.2 Dados e Metodologia

5.2.1 Dados

A versão 2.0 de alta resolução dos dados de anomalias de TSM é computada diariamente numa grade espacial de 0.25° latitude \times 0.25° longitude usando a interpolação ótima. Aqui, são utilizados dados para o período de 1981 a 2005. Estes dados estão disponíveis no seguinte endereço eletrônico <<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/NetCDF/>>. Este produto utiliza dados de satélite no infravermelho do *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)* e dados *in situ* de navios e bóias. Uma descrição completa dos procedimentos realizados com relação à análise dos dados pode ser encontrada em Reynolds et al. (2007) ou no seguinte endereço eletrônico <<ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/daily-sst.pdf>>.

Os dados diários de precipitação observada sobre o Brasil com resolução horizontal de 1° latitude \times 1° longitude são oriundos do *Climate Prediction Center (CPC)*, podendo ser encontrados em <<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/SA/historical>>, os quais estão disponíveis desde 1978 a 2007 (SILVA, 2007). Neste caso, esses dados têm seu uso preferível aos da ANA, porque se trata da junção de várias fontes de dados. Portanto, além dos dados da ANA, tem-se: Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) e Instituto Tecnológico do Paraná (SIMEPAR).

Os dados de anomalias de TSM estão disponíveis desde 1981, por este motivo somente são selecionados os casos a partir deste ano até 2005 (59 EPIs/SF; 55 EPIs/ZCAS; 763 EPNs/SF e 587 EPN/ZCAS) para realizar a correlação entre as duas variáveis.

5.2.2 Análise do Coeficiente de Correlação de Ordem de Spearman

Uma correlação espacial entre a precipitação sobre SEB (26°S–14°S e 54°W–38°W) e as anomalias de TSM no oceano Atlântico Sul (65°S–10°N e 80°W–10°E) é realizada. Para tal, obteve-se uma média da precipitação associada aos eventos na área que engloba o SEB, isto é, trata-se de uma média aritmética simples de todos os valores de chuvas correspondente aos EPIs ocorridos no SEB. Com isso, tem-se uma série de precipitações médias, EPI_m(i), i = 1, 2, 3, I, onde i é o número do evento de EPI. Em cada ponto de grade do Atlântico Sul a anomalia de TSM é ATSM(i, j), onde i refere-se ao evento de EPI e j ao ponto de grade. Depois se realiza a correlação entre as séries PEPI_m(i) e ATSM(i, j), para cada ponto de grade j. Esta análise produz valores de coeficiente de correlação em todos os pontos de grade do Atlântico Sul entre anomalias de TSM do ponto e a chuva sobre o Sudeste. A distribuição desta correlação espacial possibilita a identificação das regiões onde a anomalias de TSM está correlacionada com a chuva sobre SEB. Do mesmo modo, as chuvas médias nos EPNs também são correlacionadas com as anomalias de TSM.

O coeficiente de correlação de Pearson entre duas variáveis “x” e “y” é dado pela covariância entre as duas séries dividida pelo produto do desvio padrão “S” de cada série, como se vê na Equação 5.1.

$$r_{xy} = \frac{\text{Cov}(x,y)}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \cdot \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (5.1)$$

Todavia, quando duas séries temporais são comparadas através do coeficiente de correlação de Pearson a relação entre eles pode ser subestimada se esta não tiver um comportamento estritamente linear. Uma alternativa robusta e resistente ao coeficiente de correlação de Pearson é a correlação de ordem de Spearman (*Spearman rank correlation* - R_C), que consiste em calcular o coeficiente de correlação de Pearson dos índices das séries temporais ordenadas ao invés de calculá-lo para as séries em si. Isto é, sejam duas séries de “n” elementos, o menor valor das séries recebe o índice “1” e o

maior elemento das séries recebe o índice “ n ”. Assim, é gerada uma nova série temporal, onde os elementos dessa nova série representam a posição relativa de cada elemento da série original. Este coeficiente de correlação é mais adequado que o coeficiente de correlação de Pearson porque não é sensível a valores extremos. Todavia, trata-se simplesmente do cálculo do coeficiente de Pearson, mas usando as ordens (*ranks*) dos dados. A correlação então é calculada entre estas séries de índices (Wilks, 1995), dada pela Equação 5.2, tal que:

$$R_C = \frac{\frac{\sum_{i=1}^n s_i \cdot t_i - (\sum_{i=1}^n s_i) (\sum_{i=1}^n t_i)}{n}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n s_i^2 - (\sum_{i=1}^n s_i)^2}{n}} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n t_i^2 - (\sum_{i=1}^n t_i)^2}{n}}} \quad (5.2)$$

onde n é o número de elementos das séries temporais e “ S_i ” é a posição do elemento “ x_i ” e “ t_i ” é a posição do elemento “ y_i ”. É importante lembrar que se mais de um elemento de qualquer uma das séries temporais apresentarem o mesmo valor, o índice associado a cada um destes elementos deve ser a média entre as suas respectivas posições na série ordenada.

Os resultados do coeficiente de correlação de ordem de Spearman podem variar entre -1 e $+1$, de modo que, se o valor do *rank* é -1 , há uma perfeita correlação negativa. Se o valor variar entre -1 e $-0,5$, há uma forte correlação negativa. Com variação entre $-0,5$ e 0 , há uma fraca correlação negativa. Se o valor for 0 , então não há correlação. O mesmo raciocínio é aplicado para os valores positivos. A significância estatística da R_C é obtida através da tabela de probabilidades criada por Zar (1972).

5.3 Resultados e Discussão

A Figura 5.1 apresenta os campos das composições de anomalias de TSM dos EPNs e EPIs para as situações de SF. Nesta, pode-se observar uma clara distinção entre os EPNs e EPIs. Enquanto, nos três dias, os EPNs são dominados por anomalias negativas praticamente em todo o Oceano Atlântico Sul, os EPIs apenas apresentam anomalias negativas entre o Equador e 25°S, aproximadamente. Por outro lado, anomalias positivas são visíveis, principalmente, desde a região de Confluência Brasil Malvinas até o litoral sul da Argentina, contudo sem significância estatística. Antes e durante os EPNs associados à SF as anomalias de TSM são da ordem de -0.3°C numa faixa larga estendendo-se da costa Argentina e sul brasileira até 10°E próximo a África. Nos casos de EPIs a faixa de anomalias negativas se estreita e se estende desde a costa sul brasileira para o nordeste do Atlântico Sul. Sugere-se que o transporte de águas quentes pela ação da ASAS é reduzida antes e durante a ocorrência dos episódios de chuvas no SEB.

As anomalias em situações de ZCAS são mostradas na Figura 5.2. Pode-se notar que as anomalias são fracas, da ordem de $-0,1^{\circ}$ a $-0,2^{\circ}\text{C}$ nos casos de EPNs. No decorrer dos dois dias precedentes ao evento as anomalias negativas ao norte de 20°S adjacente ao Nordeste não são mais existentes. Todavia, nos EPIs para eventos de ZCAS as anomalias negativas são mais expressivas, principalmente, próximo ao litoral do SEB. É importante notar que as anomalias associadas aos eventos de EPIs nas situações de ZCAS são negativas nos Subtrópicos do Atlântico Sul. Isto ocorre porque a nebulosidade associada à ZCAS reduz a radiação incidente e, conseqüentemente, as temperaturas do mar. Uma observação importante é que nos EPIs em ambas as situações (SF e ZCAS) as anomalias são negativas em grande parte do oceano Atlântico Sul ao norte de 40°S. Isso aumenta o contraste térmico continente-oceano que propicia convecção intensa, principalmente nas regiões litorâneas. Carvalho et al. (2004) mostraram que a intensidade da ZCAS pode ser considerada independente de sua extensão sobre o oceano, isto é, pode-se observar intensa e persistente atividade convectiva sobre o continente, sem necessariamente haver uma correspondente alta

atividade convectiva sobre o oceano. O oposto também ocorre, ou seja, intensa atividade convectiva sobre o oceano pode ocorrer independentemente do que é observado no interior do continente.

As correlações entre a precipitação sobre SEB e as anomalias de TSM para os EPNs e EPIs nas situações de SF são apresentadas na Figura 5.3, painéis a e b, respectivamente. Os painéis c e d da mesma figura apresentam as correlações correspondentes às situações de ZCAS. De uma maneira geral, as correlações são muito fracas nos casos de EPNs, da ordem de 5%, e nos casos de EPIs as correlações aumentam em magnitude para 10% ou até 30%, o que indica que os casos de EPIs estão melhores relacionados com anomalias de TSM no Atlântico Sul e Equatorial. As anomalias de TSM positivas entre Equador e 20°S e negativas ao sul de 20°S favorecem chuvas intensas nos eventos de SF. Isso faz sentido, pois o gradiente térmico na superfície do mar fortalece o gradiente térmico da frente atmosférica, assim aumentando a intensidade da frente sobre o Sudeste, causadora de chuva. Nas situações de ZCAS as correlações são negativas em toda a extensão do Atlântico ao norte de 35°S, isto é, anomalias negativas de TSM estão associadas com ZCAS intensas. Isso se deve a permanência da nebulosidade sobre a região de ZCAS o que reduz a insolação e esfria a superfície do mar ligeiramente. Este resultado concorda com as conclusões de Chaves (2004), embora ambas as metodologias sejam diferentes. No geral, embora os valores de correlações sejam pequenos, é interessante verificar na Figura 5.3 (d) uma região de $-0,3^{\circ}\text{C}$ próxima à costa do SEB (em torno de 22°S) até 10°W. Estes valores são estatisticamente significativos.

ANOMALIA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (ATM) °C

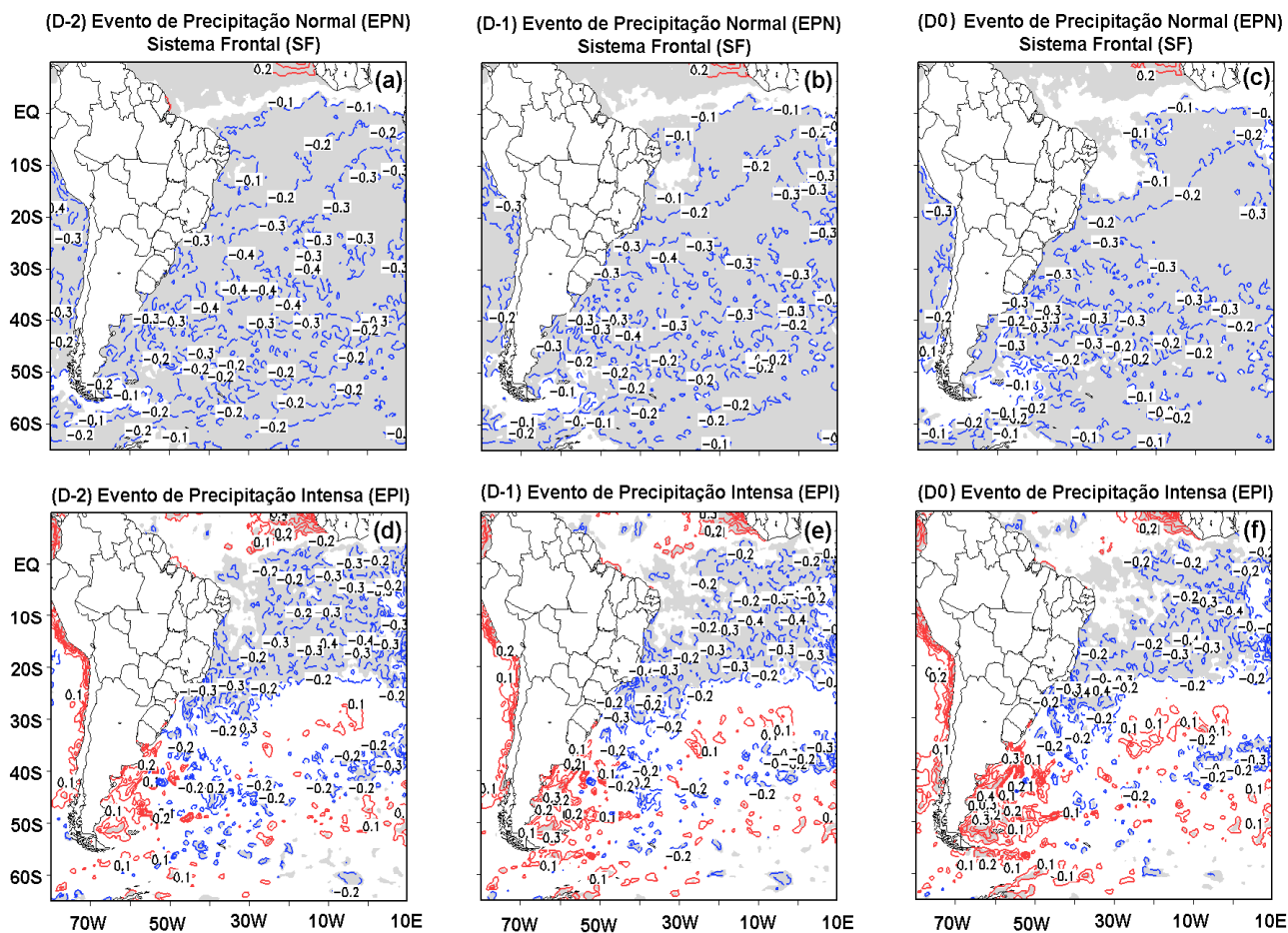


Figura 5.1 – Composição das anomalias de TSM (°C) para situações de SF desde D–2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs. Isotermas anômalas em azul são negativas e em vermelho são positivas. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%.

ANOMALIA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (ATM) °C

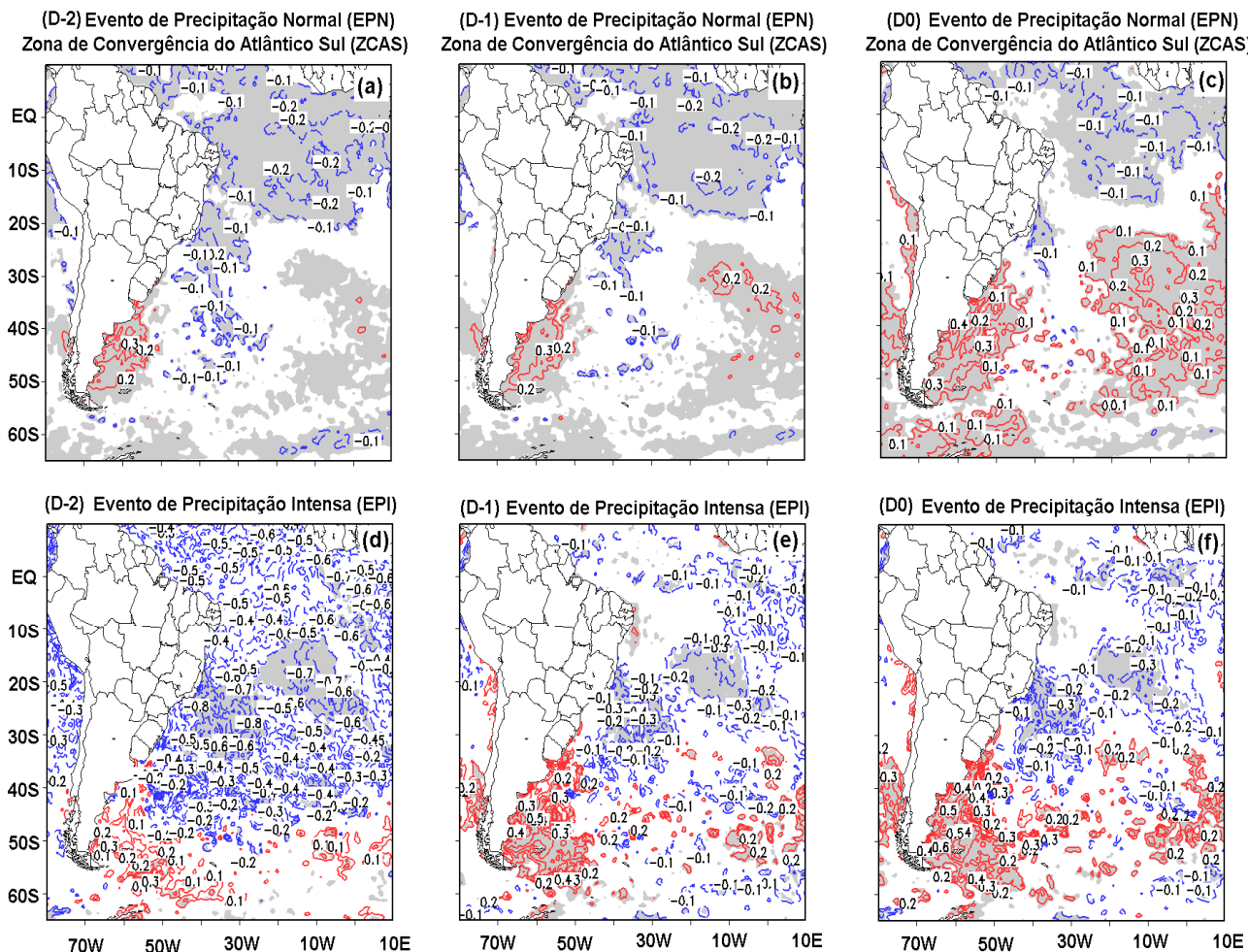


Figura 5.2 – Anomalias da composição de TSM (°C) para situações de ZCAS desde D-2 até D0. Os painéis (a, b, c) são para os EPNs e (d, e, f) para os EPIs. Isotermas anômalas em azul são negativas e em vermelho são positivas. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%.

CORRELAÇÃO ORDENADA DE SPEARMAN

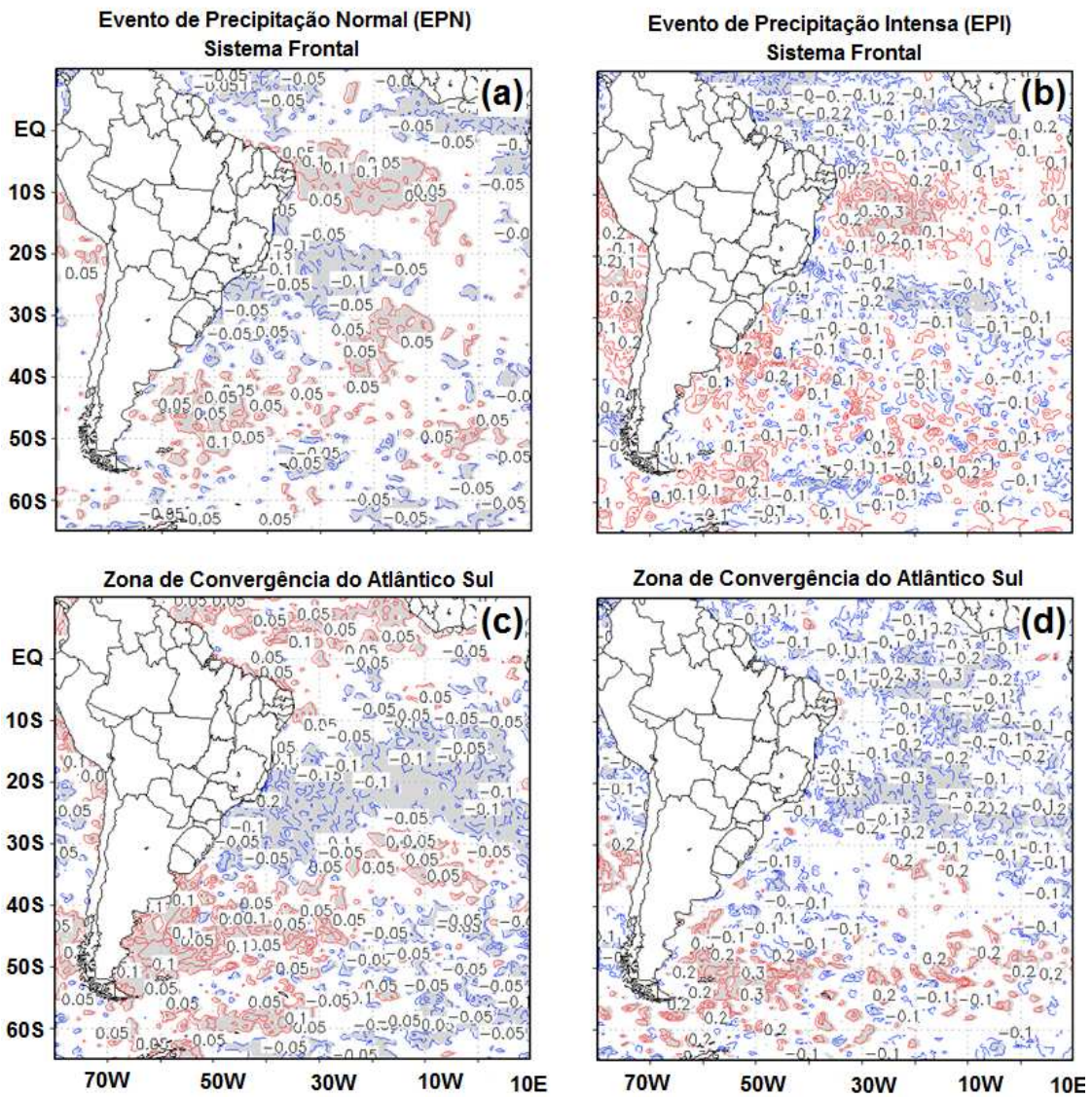


Figura 5.3 – Correlação de ordem de Spearman entre os EPNs (a-c) e EPIs (b-d) para situações de SF (a-b) e ZCAS (c-d). Correlações positivas estão em vermelho e negativas em azul. Regiões sombreadas são significativas ao nível de 95%.

5.4 Sumário

Primeiramente, neste capítulo, foi investigado o comportamento das composições de anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul com relação aos EPIs e EPNs em situações de SF e ZCAS. Em seguida, realizaram-se correlações ordenadas entre a precipitação durante tais eventos com as anomalias de TSM no Atlântico Sul, para ambas as situações meteorológicas, a fim de verificar uma possível relação entre estas duas variáveis. De maneira geral, no SEB, observou-se uma predominância de anomalias negativas e ao sul desta região houve o domínio de anomalias positivas nas situações de ZCAS.

Alguns estudos anteriores têm mostrado que as anomalias de TSM do Atlântico Sudoeste não apresentam uma relação direta com os eventos extremos de precipitação ocorridos sobre o SEB. Robertson e Mechoso (2000) encontraram que a intensificação da ZCAS em escala interanual coincide com anomalias de TSM negativas (positivas) ao norte (sul) de 40°S e sugerem que estas anomalias de TSM negativas sobre o Atlântico Subtropical podem incrementar a persistência das anomalias de ROL associadas à ZCAS, que por sua vez podem intensificar as anomalias de TSM. Desta forma, estabelecida a circulação da ZCAS, as áreas oceânicas adjacentes a este sistema tenderiam a esfriar, intensificando a circulação de monção sobre a AS, através do aumento do gradiente leste-oeste de temperatura entre oceano e a atmosfera. Com o aumento da convecção, a TSM tornar-se-ia mais fria, havendo então retroalimentação entre a atmosfera e o oceano. Por outro lado sabe-se que as anomalias positivas de TSM favorecem o aumento de evaporação, podendo favorecer a convecção da ZCAS através de maior disponibilidade de vapor d'água e instabilização das camadas inferiores da atmosfera.

Veiga et al. (2002) analisando a relação entre as chuvas de monção da AS e as anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul mostraram que as duas áreas de maior significância estatística apresentaram sinais opostos de correlação (tipo dipolo) durante os meses de setembro a novembro e, com a chegada do verão, esta configuração deu lugar a uma área de correlação negativa sobre o SEB. Isto indicou uma dependência das

chuvas de monção sobre as anomalias de TSM na região do Atlântico Sul. As anomalias negativas de TSM desintensificaram a ASAS, o que causou um aumento no transporte de umidade para a região de monção que estaria relativamente mais quente, fazendo com que as chuvas aumentassem devido ao aumento do gradiente de temperatura entre o continente e oceano.

Estudos sugerem a existência de águas mais frias posicionadas logo abaixo da ZCAS, caso de um estudo observacional de Robertson e Mechoso (2000). Uma provável explicação, conforme Chaves e Nobre (2004), é que a água fria seria uma consequência, e não a causa do aumento da nebulosidade, em razão da presença da ZCAS, que atenuaria a chegada da radiação solar à superfície do mar. Sendo assim, é plausível que a presença de uma ZCAS ativa, com persistência de nebulosidade, impeça o aquecimento das águas devido à redução na radiação que chega à superfície.

Recentemente, Bombardi (2008), examinou as relações entre os padrões de anomalias de TSM com a ocorrência de extremos nas características da monção da AS, tais como as datas de início e fim, duração e precipitação acumulada sobre as regiões centrais e SEB. O autor verificou que a variabilidade da TSM do oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um importante papel sobre a variabilidade da precipitação total acumulada durante a monção de verão. Contudo, observou-se que anomalias de TSM negativas (positivas) sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul Extratropical estiveram associadas a verões chuvosos (secos) sobre a região.

Uma vez que verificamos que as chuvas intensas sobre SEB têm relação com as anomalias de TSM no Atlântico Sul, o próximo passo será uma verificação com simulações numéricas. Este é assunto do próximo capítulo.

CAPÍTULO 6

INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E DA TOPOGRAFIA EM EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO INTENSA: SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

6.1 Introdução

São muitos os fatores que favorecem um EPI a se localizar sobre uma determinada região. Evidentemente que a topografia é importante, mas outros fatores adicionais da mesoescala ajudam na ocorrência de tal evento, como a distribuição da linha costeira, as anomalias de TSM e o tipo de cobertura de solo. As condições sinóticas favoráveis associadas às anomalias de TSM podem desencadear estes EPIs, ou talvez a interação entre fenômenos de diferentes escalas temporais e espaciais. Infelizmente, na atualidade os modelos numéricos ainda não conseguem prever corretamente o desenvolvimento e a localização desses episódios. Acredita-se que este feito poderá ser possível com a implementação de melhores sistemas observacionais, isto é, aperfeiçoamento da distribuição e da quantidade de estações meteorológicas, para então um aprimoramento dos modelos numéricos. Neste sentido, esta pesquisa poderá ser utilizada pelos meteorologistas do SEB com intuito de aumentar nossos sistemas de alertas das condições adversas do tempo.

Desta maneira, pergunta-se de que forma a topografia do SEB e as anomalias de TSM favorecem a formação ou ocorrência dos eventos de precipitação intensa? Como é a interação entre um forte relevo geográfico e um gradiente de TSM na região próxima aos locais onde os EPIs se desenvolvem? Por que alguns desses eventos produzem maiores volumes de precipitação do que outros?

Estudos sobre a influência da topografia na circulação e precipitação da AS, particularmente durante o verão, têm extensivamente focado nos efeitos dos Andes, dentre os quais está o estudo de Figueroa et al. (1995) que enfatizou a importância da topografia na representação das principais características de circulação regional de verão sobre a AS. Quanto ao efeito local dos Andes sobre a ZCAS, estes autores

mostraram a partir de experimentos numéricos, que o posicionamento adequado desse sistema depende da inclusão da topografia nas simulações. Por outro lado, há pouca ou nenhuma apreciação pela importância das montanhas na parte leste do continente, especialmente no SEB, que engloba vários picos acima de 2.500 m incluindo o terceiro mais alto pico no Brasil, o Pico da Bandeira (2.890 m de altura). Estes picos afetam os padrões de circulação regional, quando ressaltamos neste trabalho, a sua influência sobre os EPIs que ocorrem no SEB. Grimm et al. (2007) a partir de estudos numéricos, com confecção de experimentos que reduziram a topografia do SEB, observaram que as montanhas pareceram ter um importante papel na permanência da ZCAS na sua posição climatológica.

As forçantes sinóticas, isoladamente, muitas vezes não explicam as ocorrências dos EPIs observados na região, isto é, não mostram com precisão a localização, horário, duração e intensidade de uma chuva intensa. Na literatura, especificamente no que diz respeito ao SEB, existem estudos que discutem diversos fatores da mesoescala (SELUCHI e CHOU 2009; MENDES, 2006), como por exemplo, as brisas marítimas e terrestres que ocorrem devido à diferença horizontal de temperatura entre o continente e o oceano (PEREIRA FILHO et al., 2002; FREITAS e SILVA DIAS, 2004; ARMANI et al., 2006). Contudo, a influência conjunta das anomalias de TSM e da topografia na ocorrência de EPIs por intermédio de simulações numéricas regionais ainda não foram analisadas para o SEB. Estudos dos processos que favorecem estes eventos são importantes, porque fornecem informações que podem ser utilizadas como aprimoramento nos modelos operacionais de tempo.

Os modelos numéricos podem ser considerados como potentes ferramentas para as pesquisas atmosféricas. Uma das maneiras mais comuns de se utilizar um modelo é pela execução de experimentos de sensibilidade, os quais têm como propósito isolar o efeito de diferentes fatores em certos campos atmosféricos em um ou mais casos de estudos (STEIN e ALPERT, 1993). Experimentos numéricos de sensibilidade (anomalias de TSM e topografia) foram estudados por Singleton e Reason (2006) na África do Sul. Neste, os resultados indicaram que o núcleo quente da Corrente das Agulhas contribuiu para a formação da baixa em mesoescala, sendo que a estrutura do campo de TSM foi

importante na determinação da sua localização e, portanto na precipitação simulada. Também, verificou-se que a topografia teve considerável efeito na localização e quantidade da precipitação gerada na simulação. Outros autores, também realizaram este tipo de experimento numérico em suas pesquisas, como por exemplo, Chiao et al. (2004), Juneng et al. (2007), Grimm et al. (2007).

A utilização de modelos numéricos em alta resolução torna ainda mais eficaz a previsão de eventos meteorológicos extremos, tais como tempestades severas (STENSRUD, 2001). Este fato apresenta tamanha importância que nos últimos anos o CPTEC vem desenvolvendo previsões de tempo com modelos regionais em alta resolução, como por exemplo, o Eta com 20 km para a AS e 5 km para Serra do Mar. Mendes (2006) realizou um estudo de um evento extremo de chuva ocorrido sobre a cidade de Angra dos Reis/RJ, através de simulações de alta resolução (3 km) com o modelo Eta. O aumento da resolução permitiu que o modelo pudesse simular mais adequadamente a escala de convecção cumulus, proporcionando maior instabilidade convectiva e uma melhor localização das nuvens convectivas. Vasconcellos (2008) simulou dois casos que tiveram precipitação superior a 100 mm/dia ocorridos na região da Serra do Mar, por meio do modelo de mesoescala Eta com resolução de 5 km. Com esta alta resolução, parametrização de Kain-Fritsch, condições iniciais do modelo Global do CPTEC T254L64 (~65 km de resolução) o modelo Eta foi capaz de simular o máximo de precipitação acumulada em 24 h, assim como as características da atmosfera na região onde ocorreu o máximo de precipitação.

Um aspecto importante a ser tratado nos centros operacionais de previsão de tempo no Brasil é a utilização de dados de alta resolução espacial dos campos de TSM, oriundos de sensoriamento remoto, como condições de contorno iniciais para os modelos numéricos. Atualmente, o CPTEC utiliza a resolução de TSM de $1.0^{\circ}\text{latitude} \times 1.0^{\circ}\text{longitude}$ no modelo Global. A TSM é um importante indicador do estado do sistema climático terrestre. Desta forma, atenção especial deve ser dada às previsões meteorológicas, onde a TSM exerce fundamental importância como condição de contorno para modelos de previsão numérica de tempo (PNT). Atualmente, o modelo regional de mesoescala Eta, utiliza TSM com resolução espacial de $0,5^{\circ}$

latitude \times 0,5°longitude (base de dados de TSM *Real-Time, Global Sea Surface Temperature - RTG_SST*). Questiona-se se esta resolução espacial é a ideal para a PNT e especificamente para a previsão de chuvas intensas. A distorção da representação da TSM pode introduzir erros e bias às condições de contorno, levando ao decréscimo da habilidade de um modelo de tempo. Matos (2009) comparou bases de TSM de alta resolução espacial (*Real-Time, Global Sea Surface Temperature, High Resolution - RTG_SST_HR e Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis-OSTIA*) e analisou a sensibilidade de um modelo de PNT à inserção destes dados. O estudo mostrou que a inserção deste campo de TSM, como condição de contorno, afetou a sensibilidade do modelo resultando em previsões mais acuradas para determinadas regiões da área analisada.

Portanto, neste capítulo investiga-se por intermédio do modelo regional Eta, a influência das anomalias de TSM e da topografia na ocorrência de EPIs no SEB. Adicionalmente, as influências e relações entre a escala sinótica e mesoescala são discutidas. Ressalta-se que os casos foram escolhidos baseados nas análises observacionais mostradas no Capítulo 3.

Os objetivos específicos desse capítulo são:

- Simular dois eventos de precipitação intensa (02 de fevereiro de 1988 e 17 de fevereiro de 2005) ocorridos no SEB usando o modelo regional Eta;
- Avaliar a sensibilidade do modelo quanto às anomalias de TSM sobre o oceano Atlântico subtropical e a topografia do SEB para os dois casos de chuvas intensas;
- Analisar a influência de diferentes magnitudes de anomalias de TSM e resoluções de TSM na simulação dos dois eventos de precipitação intensa.

Na seção 6.2 é realizada a análise sinótica dos dois EPIs selecionados sobre o SEB. Uma breve descrição do modelo numérico, dos dados e a metodologia utilizada para o desenvolvimento dos experimentos numéricos encontram-se na seção 6.3. Na seção 6.4 são discutidos e analisados os resultados obtidos no experimento controle e nos

experimentos de sensibilidade. E, finalmente na seção 6.5 é feito um sumário dos principais resultados encontrados.

6.2 Análise Sinótica

Nos capítulos anteriores os padrões dos campos de anomalias atmosféricas foram investigados por meio da análise de compostos, entretanto tal procedimento de média causa suavização nos campos, e com isso se reduz a intensidade das características atmosféricas tais como: centros de pressão, circulações ciclônicas e anticiclônicas, campos de divergência, etc. Portanto, a fim de apreciar completamente a intensidade de variáveis relacionadas aos EPIs é proveitoso fazer estudo de casos.

Sendo assim, nesta etapa, tem-se como objetivo analisar sinoticamente dois EPIs que ocorreram nas cidades (Figura 6.1) descritas na Tabela 6.1. Os casos de 1988 e 2005 foram escolhidos por terem sido os mais intensos de todos os episódios selecionados no período de estudo a partir da Técnica dos Quantis. Além disso, foram selecionados para este estudo por terem causado vários transtornos à sociedade, sobretudo óbitos.

Tabela 6.1 – Características dos eventos de precipitação intensa.

| | Casos | |
|-------------------|-------------------|------------|
| Data | 02/02/1988 | 17/02/2005 |
| Local | Angra dos Reis/RJ | Ibiraçu/ES |
| Precipitação (mm) | 372,2 | 197,4 |
| Altitude (m) | 6 | 50 |
| Latitude | 23°00'24"S | 19°49'55"S |
| Longitude | 44°19'05"W | 40°22'12"W |

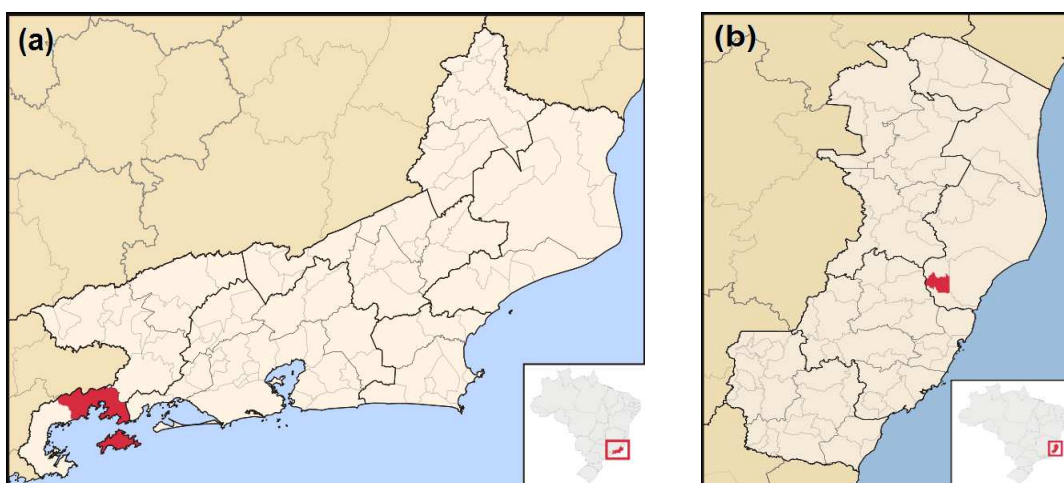


Figura 6.1 – Localização das cidades de (a) Angra dos Reis/RJ e (b) Ibirapu/ES.

Para a análise sinótica dos casos são utilizadas imagens, na faixa do infravermelho, obtidas pelo satélite GOES-7 e GOES-12 disponibilizadas pelo CPTEC/INPE <<http://satellite.cptec.inpe.br/home/>>. A fim de analisar as características atmosféricas associadas aos EPIs selecionados são usados os dados diários das Reanálises I do NCEP–NCAR (KALNAY et al., 1996; KLISTER et al., 2002). As variáveis meteorológicas utilizadas são: pressão ao nível médio do mar (PNM), umidade específica e componentes do vento em todos os níveis padrões entre 1000 e 300 hPa (q,u,v), velocidade vertical em 500 hPa (W500) para o período de 1960–2005 com resolução horizontal de 2,5°latitude×2,5°longitude. Os dados das anomalias de TSM em alta resolução de 0,25°latitude×0,25°longitude referente ao período de 1981 a 2005 foram obtidos do NOAA (REYNOLDS et al., 2007). A precipitação observada, referente a AS, faz parte do conjunto de dados do CPC (SILVA, 2007), disponíveis em <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/retro.shtml>>.

6.2.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988

O caso em análise, na época de sua ocorrência, foi estudado sob diversos pontos de vista por outros autores, como por exemplo, Cunha et al. (1988), Silva Dias et al. (1988), Araújo et al. (1988). Os autores relevaram que o mês de fevereiro do ano de 1988 foi caracterizado por três episódios de chuvas muito intensas no estado do RJ, considerados na época, atípicos dos últimos 20 anos, dentre os quais se encontra o nosso caso em questão. Estes estudos confirmaram a presença da ZCAS que esteve estacionária sobre o estado por mais do que quatro dias. Relataram muitos deslizamentos de terra e inundações que provocaram cerca de 280 vítimas fatais em todo o estado durante 15 dias consecutivos de chuvas. Também, constataram uma situação típica de bloqueio de frente fria no oceano Atlântico próximo ao litoral do SEB, acompanhada de uma acentuada atividade convectiva tropical no interior do continente. O bloqueio de frentes frias nesta região, normalmente, está associado ao fenômeno ZCAS, conforme descrito por Silva Dias et al. (1988).

Como dito anteriormente, as chuvas intensas tiveram como principal responsável a presença da ZCAS, que apresentou sua típica extensão desde a Amazônia passando pelo SEB indo até o oceano Atlântico, conforme podemos corroborar nas imagens de satélite (Figura 6.2). Nesta, às 00:00 UTC, observa-se que um intenso aglomerado convectivo associado à ocorrência de ZCAS cobre o RJ. A precipitação observada a partir dos dados da ANA no dia 02 de fevereiro de 1988 correspondeu ao acumulado de 372,2 mm sobre Angra dos Reis. Contudo, com os dados do CPC para a AS o máximo de chuva na região não ultrapassou 50 mm (Figura 6.3a). Esta enorme diferença nos valores de precipitação é devido ao fato dos dados da ANA serem pontuais, ao passo que os do CPC são análises gradeadas na resolução de $1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude.

Na Figura 6.3 (b) percebe-se que grande parte do SEB foi afetado por uma área de baixa pressão, inclusive a anomalia deste núcleo apresentou valor de $-2,1$ hPa vinda do Atlântico em direção ao continente, e assim atingiu a região de Angra dos Reis. A região onde ocorreu o episódio esteve sob influência de uma faixa de forte contraste térmico, onde ao norte existiram temperaturas anômalas positivas de até $0,5^\circ\text{C}$ e ao sul

temperaturas anômalas negativas superiores a -3°C (figuras não mostradas). Essas chuvas intensas estiveram associadas a uma extensa área de anomalias positivas de TSM que abrangeram o litoral sul do RJ, com valores que chegaram até 3°C em Angra dos Reis (Figura 6.3 c). Um fluxo de umidade de sudeste (Figura 6.3 d) de cerca de 800 kg/s atingiu a região em estudo. Os ventos na região foram fracos, ou seja, inferiores a 4 m/s em baixos níveis (Figura 6.3 e). A região coincide com a região de convergência de umidade.

Na média troposfera (Figuras 6.3 f e g) evidencia-se que um cavado atingiu o SEB associado a um núcleo de fortes movimentos verticais ($-25 \times 10^{-2}\text{ Pa/s}$) localizado sobre o oceano Atlântico. Em altos níveis (Figura 6.3 h) nota-se uma configuração típica da ZCAS, a Alta da Bolívia associada ao cavado do Nordeste. Valverde (1996) mencionou que, quando a ZCAS interage ou está associada com a formação do cavado do Nordeste, a nebulosidade se intensifica consideravelmente no SEB, assim influenciando no aumento da precipitação. O Jato Subtropical apresentou-se enfraquecido sobre o continente em 30°S , ao passo que no oceano Atlântico (35°S , 30°W) os valores foram mais intensos, superiores a 50 m/s .

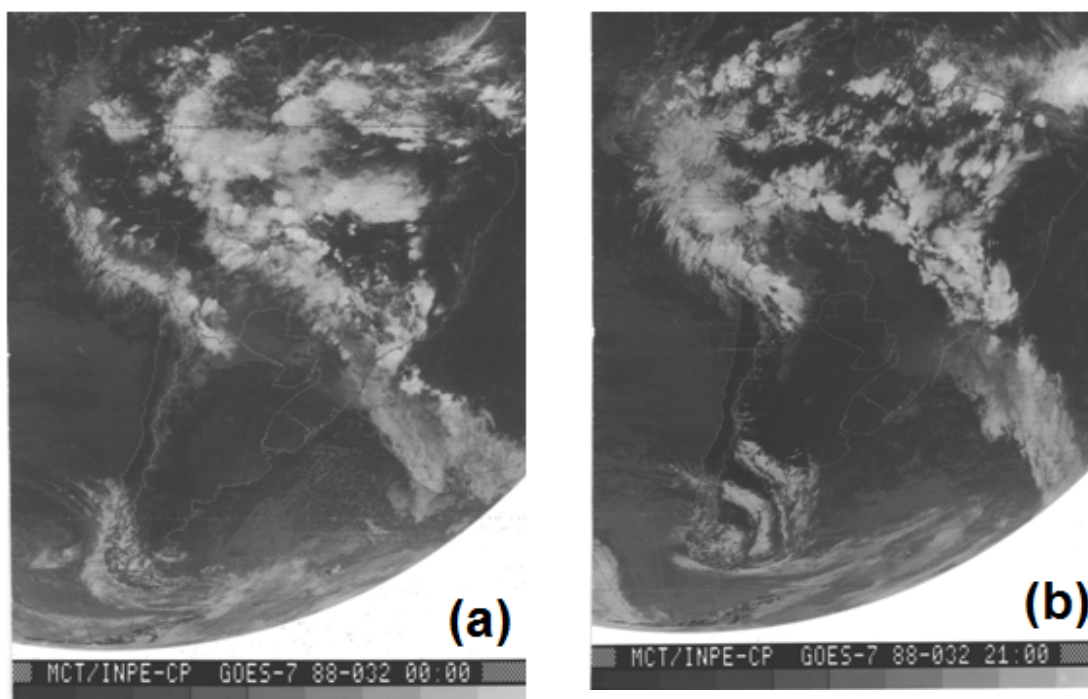


Figura 6.2 – Imagens do satélite GOES-7, no canal infravermelho, referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 às (a) 00:00 e (b) 21:00 UTC.

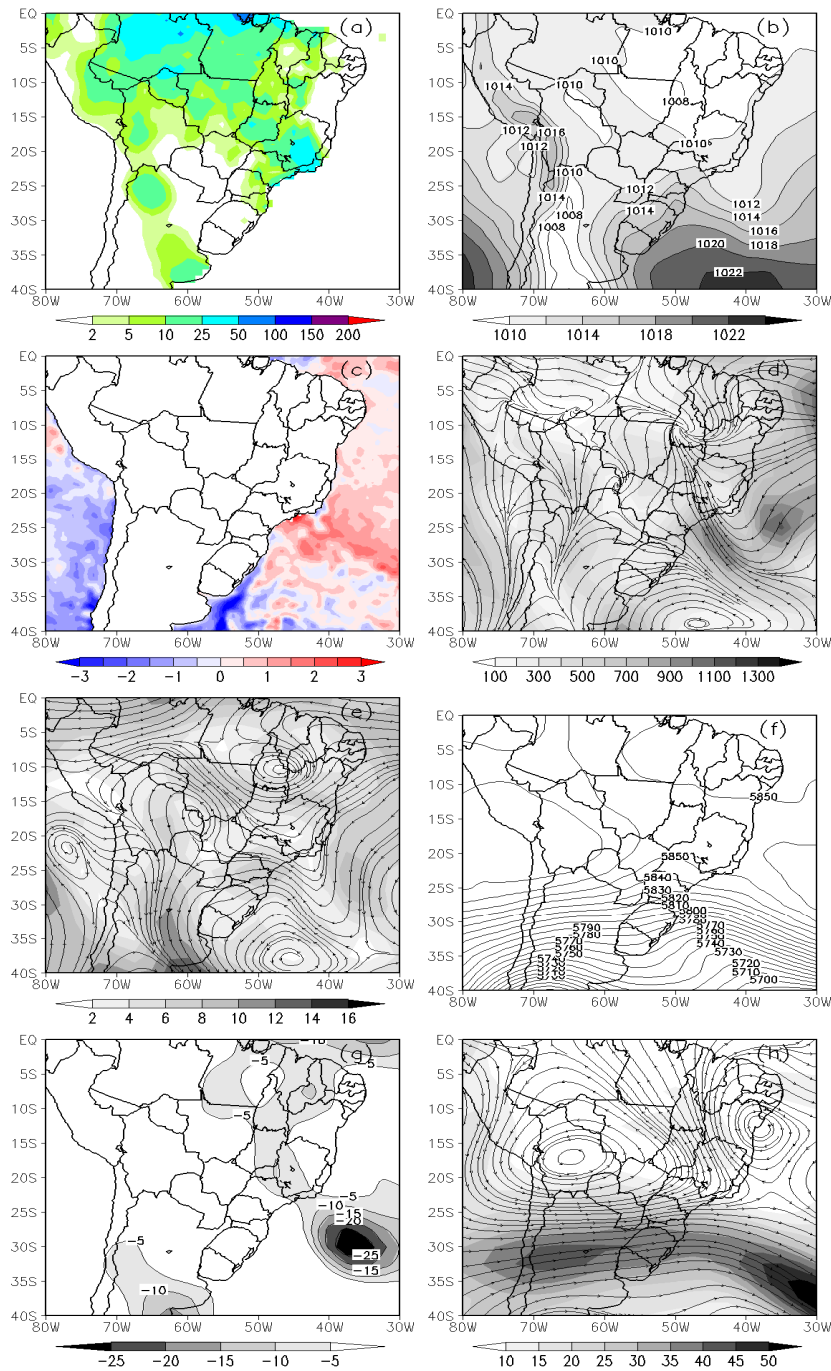


Figura 6.3 – (a) Precipitação diária do CPC [mm], (b) Pressão ao nível do mar [hPa], (c) Anomalia de TSM [°C], (d) Fluxo de umidade integrado na vertical de 1000 a 300 hPa [kg/s], (e) Escoamento em 850 hPa [m/s], (f) Altura geopotencial em 500 hPa [m], (g) Omega em 500 hPa [Pa/s] e (h) Escoamento em 200 hPa [m/s] para o dia 02 de fevereiro de 1988.

6.2.2 Caso Ibitiraçu/ES: 17 de fevereiro de 2005

Conforme o Boletim Climanálise no mês de fevereiro de 2005 houve a configuração de apenas um episódio de ZCAS, no período de 13 a 22. Este evento de ZCAS iniciou a partir da formação de um ciclone extratropical que se configurou desde a superfície até os altos níveis da atmosfera. Este foi um caso de ZCAS deslocada para norte, que atingiu o Nordeste do Brasil. Nos registros da ANA houve um acúmulo de precipitação de 197,4 mm no norte do ES na cidade de Ibitiraçu, onde segundo o Boletim a ZCAS permaneceu por mais tempo. Entretanto, o CPC (Figura 6.5 a) mostrou um acumulado diário de precipitação não superior a 50 mm sobre a região em estudo. Como já explicado anteriormente, isto é devido à comparação de dado pontual com dados em pontos de grade.

A nebulosidade relacionada com este acumulado de precipitação pode ser vista na Figura 6.4. A baixa pressão (Figura 6.4 b) evidente sobre o SEB esteve relacionada com a extremidade da ASAS. Valores anômalos de $-1,4$ hPa foram observados sobre a região em análise. Associado à baixa pressão que atingiu a região foram evidenciadas anomalias positivas de temperatura do ar ao redor de $0,7^{\circ}\text{C}$ (figuras não mostradas). Diferentemente, do outro caso em estudo, as chuvas estiveram associadas às anomalias negativas de TSM (Figura 6.4 c) sobre o litoral do ES, como já explicado nos capítulos anteriores, este resfriamento do oceano pode estar associado à nebulosidade da ZCAS. Os ventos em baixos níveis (Figura 6.4 d) verificados sobre a região estiveram relacionados à ASAS, com isso trouxeram umidade do oceano para o continente.

Na média troposfera tem-se a configuração de um cavado associado a fortes movimentos ascendentes que afetaram a região (-15×10^{-2} Pa/s) que se estenderam até o Atlântico (Figura 6.5 g). Em altos níveis, embora seja um caso de ZCAS, ao contrário do episódio anterior a Alta da Bolívia associada ao cavado do Nordeste não estiveram bem configurados. O Jato Subtropical localizado entre 35°S e 15°S apresentou-se mais enfraquecido com valor de aproximadamente 25 m/s. A umidade na região adveio do oceano Atlântico a qual esteve inerente a circulação da ASAS. Os valores sobre o oceano foram bastante significativos, isto é, superiores a 1.000 kg/s (Figura 6.4 f). O

sistema de baixa pressão, a temperatura do ar anômala de quase 1°C, intensos movimentos ascendentes relacionados à umidade do Atlântico foram ingredientes importantes para a ocorrência da precipitação sobre a cidade de Ibirapu, localizada no centro do ES.

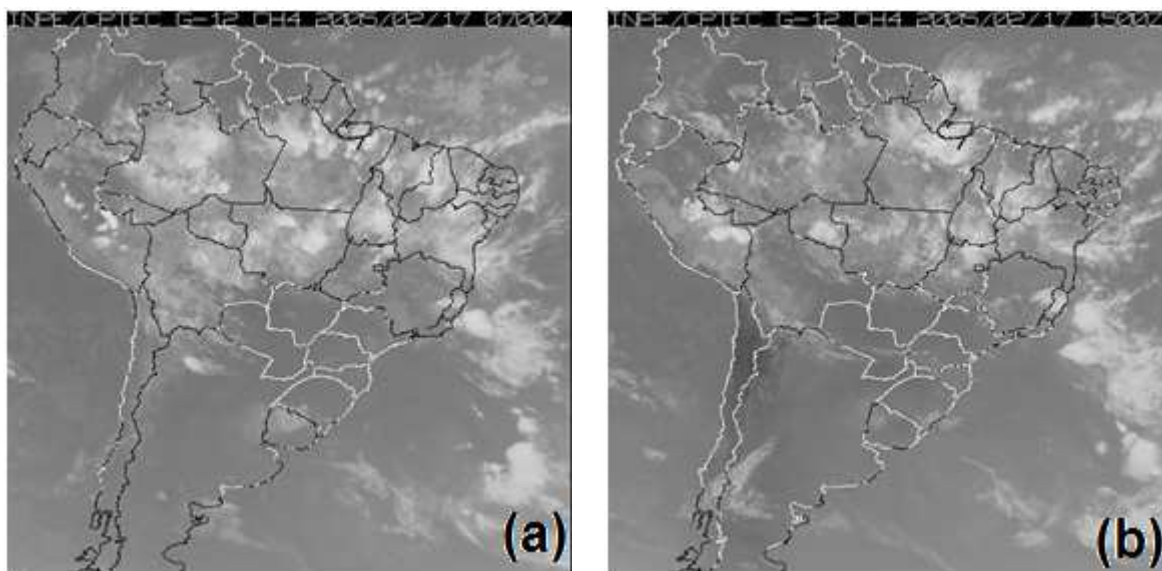


Figura 6.4 – Imagens do satélite GOES-7, no canal infravermelho, referente ao dia 17 de fevereiro de 2005 às (a) 07:00 e (b) 15:00 UTC.

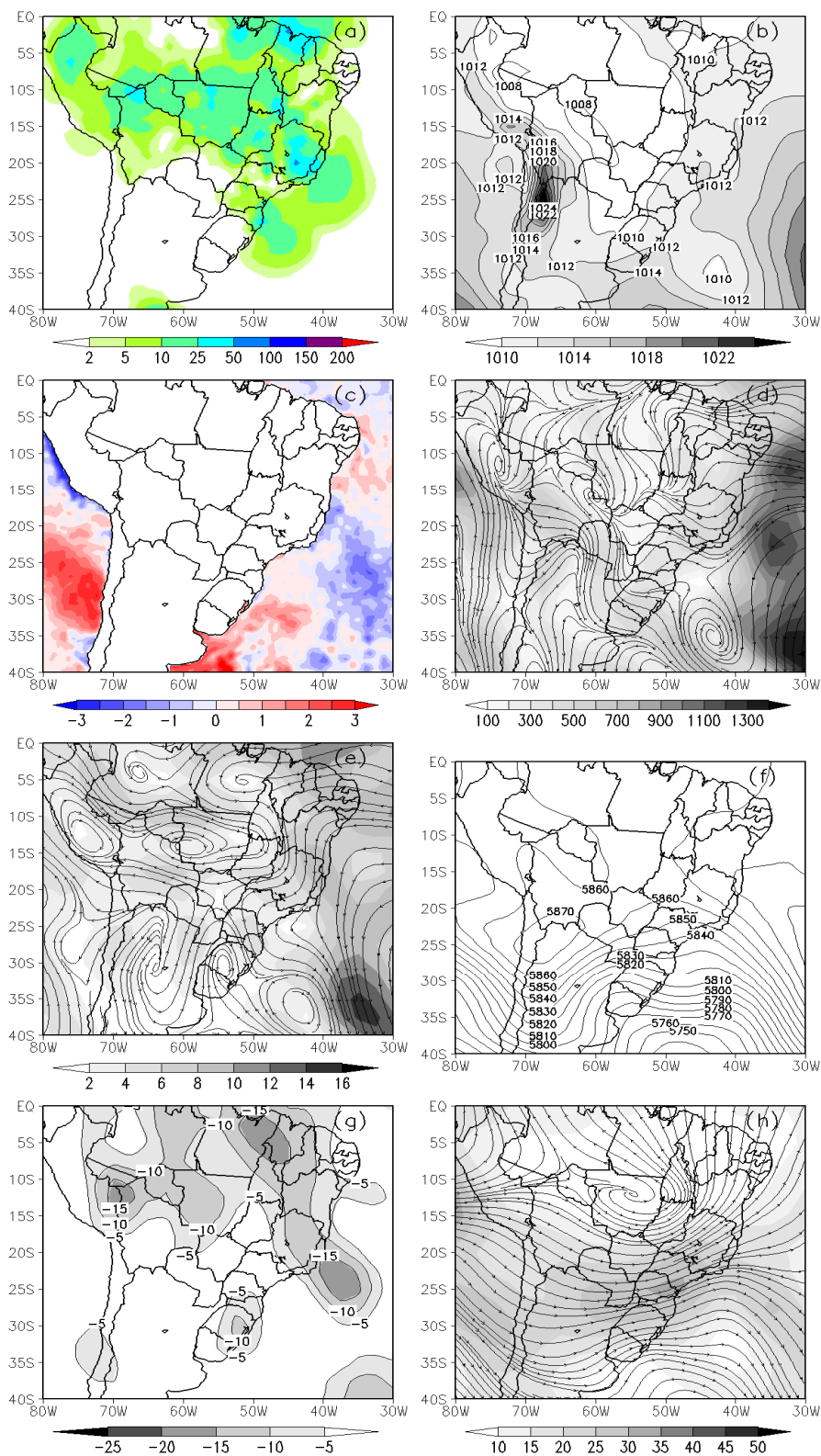


Figura 6.5 – Como na Figura 6.3, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005.

6.3 Dados e Metodologia

6.3.1 O Modelo Eta Workstation

O modelo Eta (BLACK, 1994) Workstation (EtaWS) é uma versão atualizada do modelo regional de previsão de tempo operacional implantado no NCEP em 2003, a qual foi disponibilizada dentro do projeto *Cooperative Program for Operational Meteorology Education on Training (COMET)*. As principais diferenças entre o modelo EtaWS e a versão operacional utilizada no CPTEC, basicamente, referem-se às partes de pré (inicialização e flexibilidade na seleção do domínio) e pós processamentos o que a torna mais amigável para fins de pesquisa. Adicionalmente, estão incluídas novas opções na física e dinâmica no código do modelo. Esta versão do modelo foi modificada por Fernández (2004) para realizar simulações climáticas (FERNÁNDEZ et al., 2006). Para o propósito deste trabalho é empregada a versão “tempo” do modelo EtaWS para as simulações dos EPIs.

O modelo tem a Eta (η) como coordenada vertical, a qual diminui os erros numéricos no cálculo da força do gradiente de pressão nas encostas de topografias íngremes. A coordenada Eta é definida pela relação:

$$\eta = \frac{P - P_{top}}{P_{sfc} - P_{top}} * F \quad (6.1)$$

onde $F = \left[\frac{pref(z_{sfc}) - p_{top}}{pref(0) - p_{top}} \right]$ p é a pressão, p_{top} é a pressão no topo do domínio (25 hPa), p_{sfc} é a pressão à superfície, $pref$ é a pressão de referência sobre uma superfície η no topo da montanha, z_{sfc} é na base da mesma (1013,25 hPa). Quando $F=1$ aparece a coordenada Sigma.

O modelo utiliza na horizontal uma grade do tipo semi-alternada, E de Arakawa, e um esquema de integração temporal *split-explicit* (NOCKOVIC et al., 1998; GADD, 1978). A fim de oferecer uma melhor simulação dos processos próximos à superfície, o modelo

tem 17 níveis entre a superfície e o nível de 700 hPa, de um total de 38 níveis com o topo em 25 hPa. A projeção mercator rotacionada é a utilizada pelo EtaWS. O modelo tem capacidade de fazer rodadas aninhadas, mas de forma *one-way*, ou seja, não existe realimentação entre o domínio maior e o domínio interior. Outra característica é poder mudar de coordenada vertical, de Sigma para Eta ou vice-versa, isto pode ser útil em casos de se fazer comparações entre as coordenadas. Foi incluída no modelo uma opção para rodadas não hidrostáticas, a qual aumenta significativamente o tempo de rodada, sendo recomendada para resoluções menores que 10 km.

Em relação à física do modelo os processos na camada limite são resolvidos usando um esquema 2.5 de Mellor-Yamada (MELLOR e YAMADA, 1974), que se baseia no cômputo da energia cinética turbulenta, e para a camada superficial utiliza-se o esquema de Paulson (CHEN et al., 1997). Com relação ao esquema de convecção padrão, o modelo utiliza uma modificação do esquema de Betts-Miller feita por Janjic (1990, 1994) – BMJ, também existe a opção de ativar a convecção Kain-Fritsch (KF– KAIN, 2004). A microfísica segue o esquema de Ferrier et al. (2002). O esquema de radiação de ondas longa e curta utilizado é derivado do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)*, usado nos modelos do antigo *National Meteorological Center (NMC)* – atual *NCEP*. A onda longa é parametrizada segundo Fels e Schwartzkopf (1975) e a onda curta por Lacis e Hansen (1974). O esquema dos processos de superfície é baseado na versão modificada do esquema da *Oregon State University (OSU)* o *NOAH 2.2* (CHEN et al., 1997). Na Tabela 6.2, é mostrado um resumo das principais características do modelo EtaWS.

Tabela 6.2 – Características gerais do modelo EtaWS.

| Características | | Eta |
|--------------------|---------------|-------------------------------|
| Física | Cumulus | BMJ/KF |
| | Microfísica | Ferrier |
| | Radiação | GFDL |
| | Camada Limite | Mellor-Yamada |
| | Superfície | NOAH |
| Resolução vertical | | 38-60 níveis |
| Dinâmica | | Hidrostática/Não Hidrostática |
| Coordenada | | Sigma/Eta |

6.3.1.1 Domínio, Condições Iniciais e de Fronteira

A área de interesse para a realização do estudo é apresentada na Figura 6.6 (a), onde são empregados dois domínios aninhados com resoluções de 40 km (119×249) – igual ao modelo operacional do CPTEC/INPE (América do Sul) e 12 km (140×247) (região Sudeste) referidos como domínios 1 e 2, respectivamente. O passo temporal utilizado é de 90 e 30 segundos para os domínios 1 e 2, respectivamente. São utilizados dados das Reanálises do NCEP/NCAR, interpolados na grade do modelo, com frequência temporal de 6 horas, para gerar as condições iniciais e de fronteira necessárias para as integrações do modelo EtaWS no domínio maior. O domínio 2 é forçado por dados do modelo EtaWS interpolados para essa resolução (*one way*) com frequência temporal de 1 hora, ou seja, alta resolução temporal no domínio aninhado. O modelo é integrado, no modo hidrostático, por um período de 48 horas. Contudo, algumas análises são realizadas utilizando as últimas 24 horas de integração.

Os dados para gerar as condições iniciais e de fronteira do EtaWS são oriundos do *NCEP/NCAR Global Reanalysis Project (NNRP)* obtidos no endereço eletrônico <https://dss.ucar.edu/datazone/dsszone/ds090.0/pgbf00_grb2d/>. A resolução do modelo de Reanálise global é T62 (209 km), com 28 níveis sigma na vertical. Os dados estão disponíveis em intervalos de 6 horas. Há mais de 80 variáveis diferentes (incluindo a altura geopotencial, temperatura, umidade relativa, componentes do vento, etc) em vários diferentes sistemas de coordenadas, tais como: 17 níveis de pressão com 2,5°latitude×2,5°longitude, 28 níveis sigma em grade Gaussiana de 192×94 e 11 níveis isentrópicos com 2,5°latitude×2,5°longitude. Estes são organizados em diferentes subgrupos no arquivo. Além das análises, os termos diagnósticos (por exemplo: aquecimento radiativo, aquecimento por convecção) e variáveis acumulativas, como a taxa de precipitação, também estão presentes. O período é disponibilizado desde 1948 até os dias atuais.

Dados diários em alta resolução espacial (0,25°latitude×0,25°longitude) de TSM, já descritos anteriormente na seção 5.2.1, provenientes do NOAA são utilizados para as simulações dos EPIs no experimento controle. O valor inicial de TSM foi mantido

constante durante todo o período de integração. Um aspecto importante a ser tratado é a entrada de dados de alta resolução espacial nos campos de TSM, oriundo de sensoriamento remoto, como condições de contorno e inicial para os modelos numéricos e estudos observacionais. Dados com maior resolução podem auxiliar numa melhor compreensão do papel da variabilidade de mesoescala do Atlântico Subtropical e de seus impactos da atmosfera imediatamente acima. Contudo, é claro que todo instrumento de satélite tem limitações. As nuvens são essencialmente transparentes à radiação de micro-ondas e as TSMs do sensor *Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR)* podem ser obtidas em condições livre de precipitação. Por outro lado, as medições no infravermelho só podem ser obtidas em condições de céu claro e dados contaminados por nuvens muitas vezes são difíceis de identificar. Há uma região com perdas de dados *AMSR* em 25°N e 130°W, o que afeta o gradiente de TSM. Dados na resolução de 1,0°latitude×1,0°longitude e 0,5°latitude×0,5°longitude também são utilizados para os experimentos de sensibilidade da TSM. Os dados de TSM citados anteriormente são médias semanais ajustadas pela interpolação ótima de Reynolds et al. (2002). Esses dados estão disponíveis no endereço eletrônico, <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/IGOSS/nmc/Reyn_SmithOIv2/>. O período deste conjunto de dados é de 1981 até os dias atuais. O albedo e a fração de cobertura vegetal são obtidos a partir de climatologias globais sazonais e mensais, respectivamente

Usa-se a opção de convecção Kain-Fritsch, com 38 níveis na vertical para ambos os domínios. Estas integrações são denominadas como experimento CTRL/C para o domínio sobre AS e CTRL/N para o domínio sobre o SEB. Os resultados dos experimentos CTRL(C/N) são utilizados para avaliar o desempenho do modelo em reproduzir os eventos intensos escolhidos. Com estes resultados são realizados experimentos de sensibilidade para avaliar o impacto da TSM e do efeito orográfico na simulação dos EPIs selecionados. O pós-processamento criou dois domínios com 156×195×39 e 210×170×39 com 0,333 e 0,1 graus de resolução, respectivamente, com frequência temporal de 1 hora.

Uma metodologia de inicialização é utilizada para filtrar oscilações ou ondas espúrias, isto é, ondas de gravidade, que podem resultar da alteração artificial da topografia (supressão/incremento) e/ou uso de dados em baixa resolução espacial e que poderiam afetar as previsões numéricas. Neste trabalho, todas as integrações são inicializadas utilizando um filtro digital, descrito por Linch e Huang (1992). Este filtro é utilizado no sistema de assimilação de dados do CPTEC/INPE baseado no *Regional Physical-space Statistical Assimilation System (RPSAS)*. Este tratamento especial é dado à condição inicial para o estudo dos casos e para a realização dos experimentos de sensibilidade, principalmente, porque as condições iniciais provêm das Reanálises do NCEP/NCAR em baixa resolução horizontal e vertical. Devido à aplicação do filtro digital o imbalanço inicial desaparece nas primeiras horas de integração e, portanto não influenciam nos resultados apresentados. Da mesma forma, os impactos dos processos de *spin-up* não são importantes nestes experimentos.

Antes de se chegar ao resultado final foram realizados muitos experimentos de sensibilidade para encontrar a melhor configuração que representasse os eventos escolhidos, desta forma testaram-se as duas opções de convecção (Betts-Miller e Kain-Fritsch) e as diferentes dinâmicas (hidrostática e não- hidrostática), assim como as resoluções horizontal e vertical. Estudos de Rozante e Cavalcanti (2008), Mendes (2006) e Gomes (2009) mostraram que a parametrização de KF é mais adequada para a AS, embora a versão operacional utilize a BMJ.

As características sinóticas são analisadas previamente utilizando as integrações no domínio maior, contudo para verificar as influências de mesoescala é usado o domínio aninhado, isto porque uma maior resolução espacial (12 km) permite um maior detalhe dos fatores de mesoescala (topografia, linha costeira, etc.) e também, os valores de precipitação são mais próximos aos observados. A seguir, são mostrados os domínios das simulações numéricas.

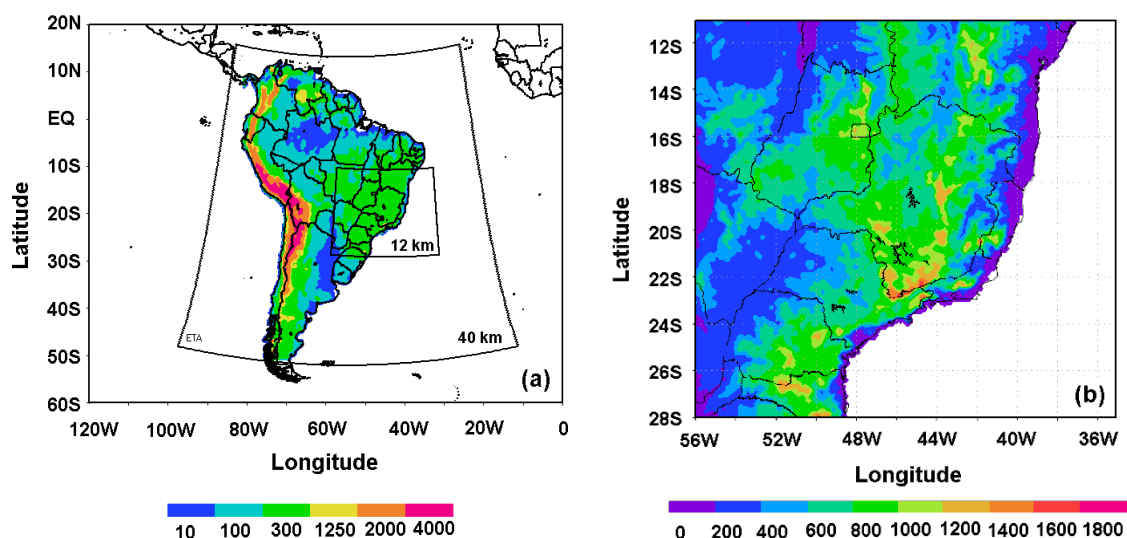


Figura 6.6 – Domínios das simulações numéricas utilizadas neste estudo. O domínio maior representa a resolução de 40 km, enquanto que o domínio menor tem resolução de 12 km. Topografia representada pelo modelo na resolução de (a) 40 km e (b) 12 km.

6.3.2 Descrição dos Experimentos

6.3.2.1 Separação de Fatores: Efeitos da TSM e da Topografia

Nesta fase do trabalho são realizados experimentos de sensibilidade para verificar os efeitos da TSM e topografia na simulação dos EPIs, conforme Stein e Alpert (1993). As análises são feitas por intermédio do método de separação de fatores, o qual permite através de testes de sensibilidade, a identificação da importância relativa de cada fator analisado. Em outras palavras, com este método pode-se obter a contribuição individual de cada um dos fatores envolvidos na simulação numa dada situação meteorológica. A formulação matemática mais completa do método de separação de fatores pode ser encontrada no artigo citado anteriormente.

Basicamente, o método de separação de fatores mostra uma aproximação consistente e bastante simples por isolar os campos resultantes devido a qualquer interação entre

fatores f , como também devido aos fatores puros, usando combinações lineares de várias simulações. Portanto, para isolar o efeito de n fatores por meio de simulações numéricas, é necessário realizar 2^n simulações. Deste modo, com a finalidade de estudar os efeitos da topografia (primeiro fator) e os efeitos das anomalias de TSM (segundo fator) para os EPIs são necessárias fazer quatro simulações, ou seja, (2^2) . Estes experimentos são realizados a fim de isolar o efeito da topografia e das anomalias de TSM para cada caso de EPI. Os experimentos estão sumarizados na Tabela 6.3.

- a) Simulação de controle, com a presença da topografia e anomalias de TSM (f_{12});
- b) Simulação com ausência da topografia (f_2);
- c) Simulação com ausência de anomalias de TSM (f_1);
- d) Simulação com ausência da topografia e anomalias de TSM (f_0).

Tabela 6.3 – Sumário dos experimentos numéricos para a topografia e anomalias de TSM. Sendo que “N” significa (não) e “S” significa (sim).

| Experimentos | Topografia | TSM |
|---------------------|-------------------|------------|
| f_0 (TSMeORO) | N | N |
| f_1 (ORO) | S | N |
| f_2 (TSM) | N | S |
| f_{12} (CTRL) | S | S |

Os procedimentos para as simulações acima são realizados da seguinte maneira. A orografia é modificada somente na região Sudeste do Brasil, sendo reduzida a 200 m. Com isto, os efeitos orográficos das Serras da Mantiqueira e do Mar são eliminados significativamente das simulações. De forma similar no caso com as anomalias de TSM em relação à média mensal correspondente, que são eliminadas do campo de TSM. Em outras palavras, considerou-se a climatologia. Neste caso, a anomalia de TSM modificada refere-se à área que abrange o Atlântico Sul em ambos os domínios do modelo (ver Figura 6.6 a).

Deste modo, esse método é utilizado para isolar a precipitação intensa induzida pela topografia (\hat{f}_1), a precipitação intensa induzida pelas anomalias de TSM (\hat{f}_2), a precipitação intensa devido à interação da topografia e das anomalias de TSM (\hat{f}_{12}). Então, se têm os seguintes campos:

a) Efeito da orografia.

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0$$

b) Efeito das anomalias de TSM.

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0$$

c) Efeito da interação da orografia e anomalias de TSM.

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0$$

Assim, a obtenção do efeito de cada fator facilitará o nosso entendimento quanto aos mecanismos de mesoescala que influenciam o tempo localmente nos casos em questão, como será discutido a seguir. É importante ressaltar que os campos iniciais nos experimentos f_0 e f_2 não estão completamente livres da influência da orografia, já que eles são baseados nas Reanálises que contêm o efeito da orografia. Da mesma forma nas Reanálises foram usados dados de TSM com resolução de $1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude. Contudo, em todos os casos simulados foi ativado o filtro digital para amortecer as ondas de gravidade produzidas nas alterações de topografia e TSM.

6.3.2.2 Resoluções de TSM e Magnitudes das Anomalias de TSM

Adicionalmente, experimentos idealizados são realizados para verificar o impacto das magnitudes das anomalias e das resoluções do campo de TSM. Desta maneira, para as anomalias de TSM são realizados mais 4 experimentos, onde a anomalia observada para o evento em estudo foi incrementada (diminuída) em, + (-) 2, + (-) 3 vezes, denominadas de P2, P3, N2, N3. Também são comparadas as simulações usando dados de TSM em diferentes resoluções espaciais ($1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude, $0,5^\circ$ latitude \times $0,5^\circ$ longitude e $0,25^\circ$ latitude \times $0,25^\circ$ longitude). Para estas simulações as análises são referentes ao domínio aninhado com resolução de 12 km.

Resumidamente, os experimentos realizados são:

- 1) CTRL = TSMCLIMA+1*ANOM (experimento f_{12});
- 2) RES1 = TSM de $1,0^\circ$ latitude \times $1,0^\circ$ longitude;
- 3) RES2 = TSM de $0,5^\circ$ latitude \times $0,5^\circ$ longitude;
- 4) CLIMA = TSMCLIMA+0*ANOM (experimento f_1);
- 5) IDEAL $\left\{ \begin{array}{l} 2P = \text{TSMCLIMA}+2*\text{ANOM} \\ 3P = \text{TSMCLIMA}+3*\text{ANOM} \\ 2N = \text{TSMCLIMA}-2*\text{ANOM} \\ 3N = \text{TSMCLIMA}-3*\text{ANOM} \end{array} \right.$

Desta forma, com os experimentos 1, 2 e 3 estudamos o impacto da resolução da TSM e com o 4 e 5 o impacto da magnitude da anomalia de TSM. Para melhor clareza os experimentos são mostrados na Tabela 6.4.

Tabela 6.4 – Experimentos de resolução e magnitude das anomalias de TSM.

| Experimento | Resolução | Magnitude |
|--------------------|--------------------------------|------------------|
| CTRL | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | +1 |
| RES1 | $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ | – |
| RES2 | $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ | – |
| CLIMA | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | 0 |
| 2P | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | +2 |
| 3P | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | +3 |
| 2N | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | –2 |
| 3N | $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ | –3 |

6.4 Resultados e Discussão

A seguir são apresentados e discutidos os resultados das simulações dos dois eventos de precipitação intensa em estudo e os experimentos de sensibilidade para verificar a importância com relação às anomalias de TSM e topografia.

6.4.1 Controle: Sinótica

A Figura 6.7 mostra os campos de precipitação observada a partir dos dados do CPC na resolução de 100 km e a precipitação controle simulada pelo modelo Eta com resolução de 40 km para os dois casos em análise. Ressalta-se que, normalmente as simulações em baixa resolução dão valores inferiores de precipitação quando comparadas com as de maior resolução, por este motivo posteriormente utilizaremos para nossas análises e discussões a de maior resolução. Além disso, a maior resolução favorece a melhor representação de fatores locais, como a topografia, litoral, solo, etc.

Entretanto, numa primeira análise vamos verificar o desempenho das simulações no contexto sinótico sobre a AS. A partir dos dados observados da ANA sobre a latitude de Angra dos Reis no dia 02 de fevereiro de 1988 foi registrado um total de 372,2 mm de chuva, enquanto que na cidade de Ibirajú houve registro de 197,4 mm no dia 17 de fevereiro de 2005. De maneira geral, os dados observados oriundos do CPC identificam a localização da precipitação ocorrida, no entanto a intensidade não ultrapassa os 50 mm, para ambos os casos. Por outro lado, o modelo Eta simula razoavelmente bem a localização e intensidade da chuva intensa para os dois casos, com valores que chegam a 150 mm. Contudo, com relação a circunvizinhança essa foi uma região de máximo na Reanálise. O fato das observações do CPC terem resultados piores quando comparado ao Eta é devido as diferentes resoluções espaciais, isto é, o CPC tem resolução de 100 km e o Eta de 40 km. Logo, o Eta consegue representar melhor a localização e intensidade das chuvas intensas observadas.

Um ponto a ser realçado refere-se ao fato do modelo não conseguir simular a intensidade da chuva pontual observada, sendo este um dos grandes problemas da previsão numérica de tempo. Isto se deve aos seguintes fatores: primeiro, as condições

iniciais que são das Reanálises do NCEP, as quais incluem orografia, umidade, TSM em baixa resolução e, segundo, os modelos calculam ou diagnosticam a precipitação baseados em parametrizações, e estas tentam reproduzir o comportamento médio numa área (grade) e não num ponto específico. Uma melhor reprodução da precipitação pode ser alcançada usando modelos em alta resolução (da ordem de quilômetros) que tratam as nuvens cumulus com toda microfísica necessária, e que possuam um sistema de assimilação de dados, onde as condições iniciais sejam mais próximas das observações. Outro fato que deve ser salientado é que são necessários ajustes nos parâmetros de convecção e processos da microfísica. Entretanto, nos casos das chuvas intensas analisadas isto não foi realizado, porque esta tarefa não era o objetivo da tese, contudo intensivos testes foram realizados usando diferentes configurações e domínios que de forma geral reproduzissem os casos em estudo. Vale lembrar que, foi testada a maior resolução horizontal (não hidrostático) e vertical, no entanto além de ser muito caro computacionalmente não se observou ganho ou melhora nas simulações.

Sobre outras partes da AS a simulação da precipitação acumulada não é bem sucedida. Isto também é observado na versão operacional do modelo Eta. Isto ocorre porque ainda são necessárias maiores análises da umidade do solo, processos de superfície, etc. No entanto, para os fins desta pesquisa que é baseada na reprodução de dois EPIs considera-se este problema aceitável para a realização de estudos de sensibilidade.

Desta forma, devido à maior resolução espacial as simulações com o modelo Eta representaram melhor a chuva observada do que as análises do CPC, quando comparada ao valor da precipitação pontual. Portanto, podem ser realizados experimentos de sensibilidade, como serão descritos na seção 6.4.3.

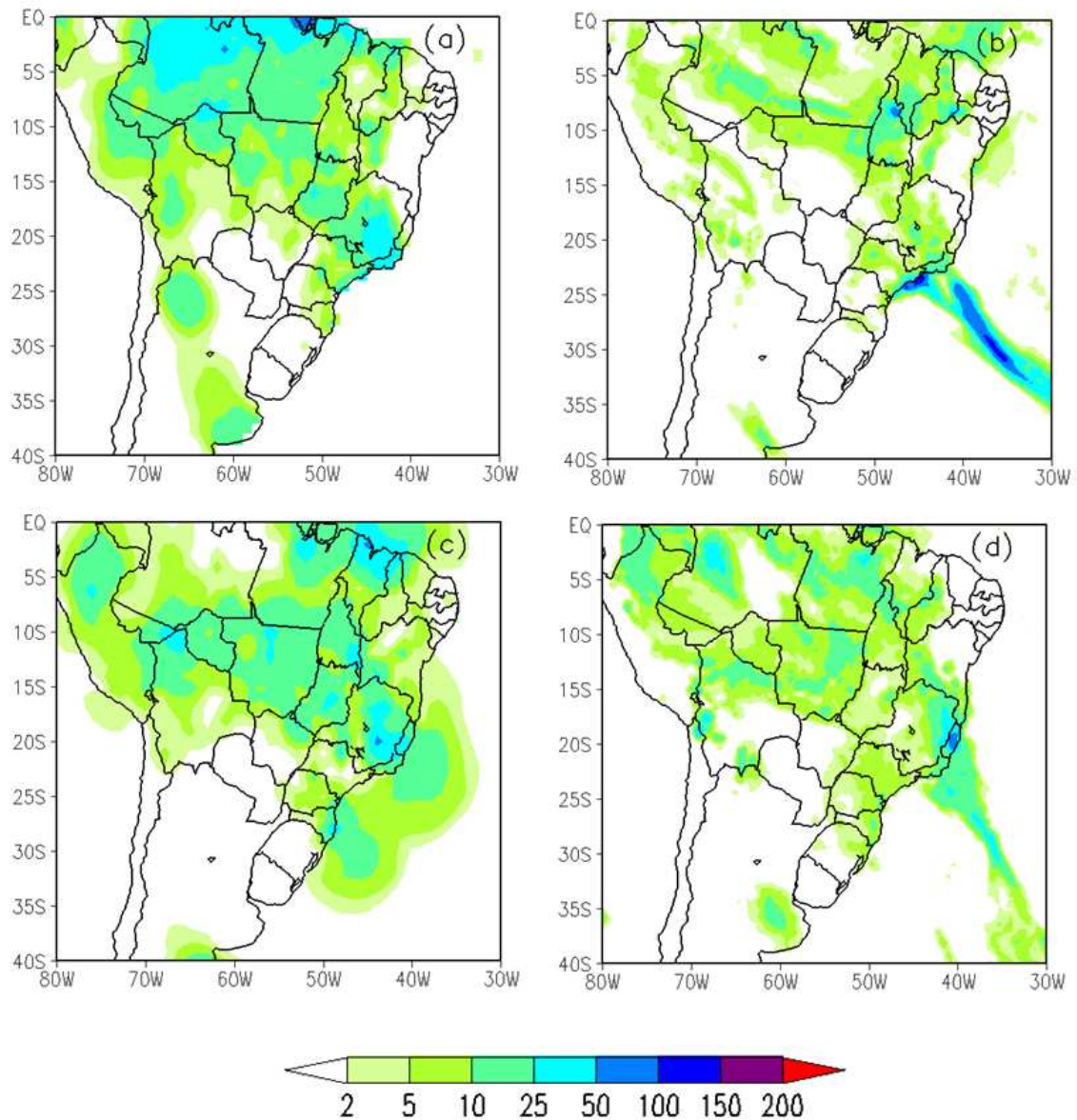


Figura 6.7 – Distribuição espacial da precipitação diária sobre a América do Sul para o dia 02 de fevereiro de 1988 (a, b) e para o dia 17 de fevereiro de 2005 (c, d). Observação do CPC com resolução espacial de $1,0^{\circ}$ latitude \times $1,0^{\circ}$ longitude (a, c) e simulação Eta 40 km (b, d).

A Figura 6.8 apresenta os campos de diferença entre as variáveis simuladas pelo modelo Eta (40 km) e as Reanálises do NCEP (40 km) para algumas variáveis meteorológicas referentes ao caso de Angra dos Reis/RJ ocorrido em 02 de fevereiro de 1988 (doravante Caso 1), ao passo que a Figura 6.9 apresenta o caso de Ibirajú/ES ocorrido em 17 de fevereiro de 2005 (doravante Caso 2). Nestas, podemos observar, no campo de pressão, que no Caso 1 a partir de 55°W a leste do domínio o modelo Eta superestima os valores de pressão, enquanto que no Caso 2 os valores apenas são superestimados sobre o Atlântico. Em baixos níveis, para o Caso 1, a região de Angra dos Reis encontra-se numa área onde a magnitude dos ventos de noroeste é subestimada. Contudo, na frente e na retaguarda desta área os valores são superestimados.

No Caso 2, sobre o litoral do sudeste e sul os valores da magnitude do vento para ambos os níveis são superestimados e vêm do Atlântico em direção ao Estado do ES. Em 200 hPa, para ambos os casos o modelo Eta apresenta os valores de magnitude dos ventos subestimados sobre o SEB, contudo as direções são diferentes, no Caso 1, os ventos são de noroeste vindos da Amazônia, enquanto que no Caso 2, estes são de nordeste e vêm do oceano Atlântico. O fluxo de umidade, no Caso 1, está disposto numa faixa orientada na direção noroeste-sudeste com valores subestimados, enquanto que na frente e na retaguarda desta área os valores estão superestimados. Uma região de ventos convergentes de sudoeste com os de norte-nordeste se estende até o Atlântico. Sobre a região SEB, sobretudo no ES a magnitude do fluxo é superestimada com ventos que vêm do Atlântico. No Caso 1, na região que engloba o litoral do Estado de SP e todo o Estado do RJ existe uma faixa de valores de omega subestimados que se estendem até o Atlântico. Por outro lado, no Caso 2, os valores de omega sobre o ES e RJ apresentam-se negativos. Praticamente, em toda a região SEB os valores de altura geopotencial estão superestimados para ambos os casos, principalmente no Caso 1, onde os valores são mais intensos.

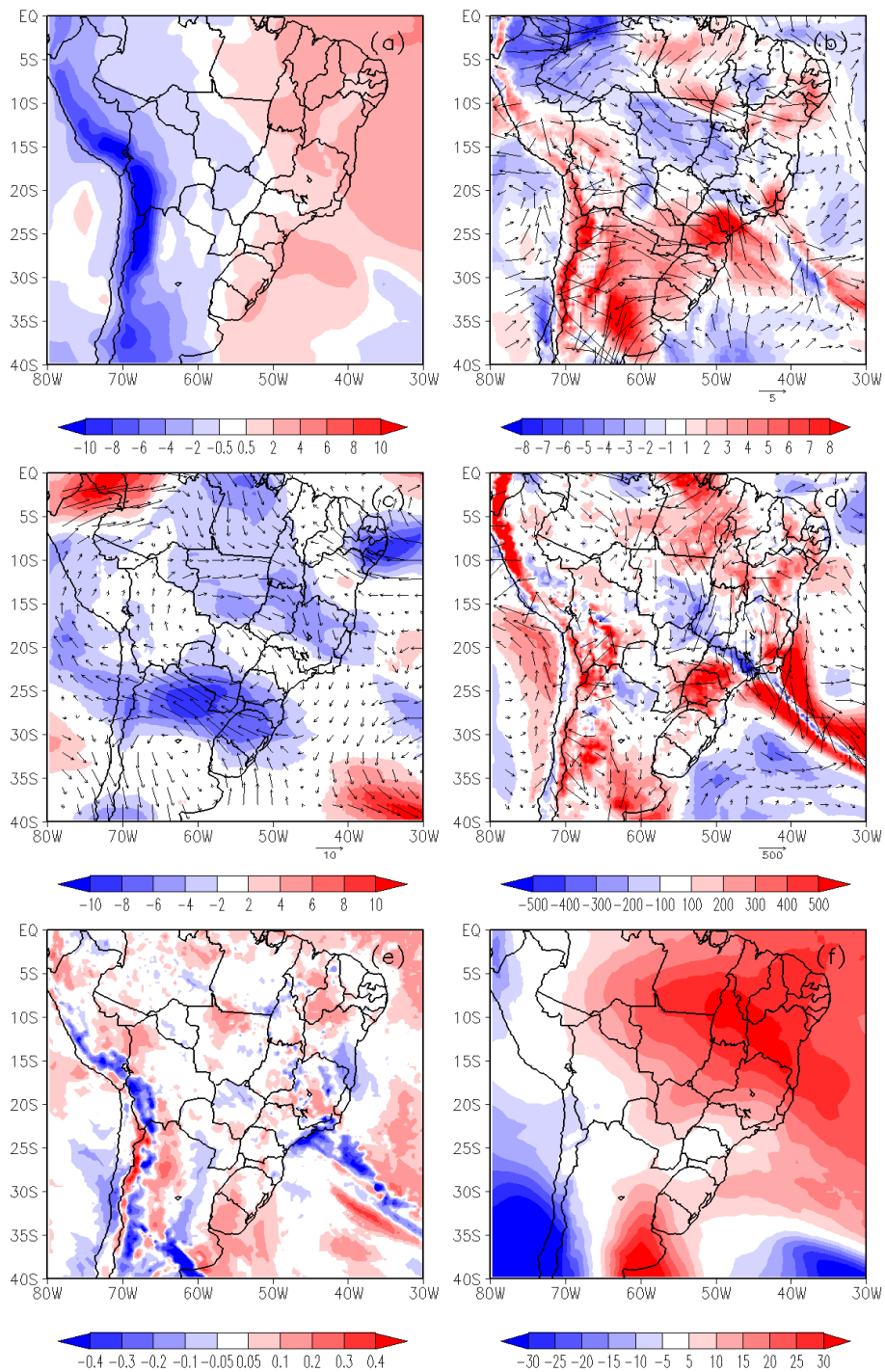


Figura 6.8 – Diferença entre o Eta (40 km) e NCEP (40 km) referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 para as variáveis: (a) PNM [hPa], (b) Vento em 850 hPa [m/s], (c) Vento em 200 hPa [m/s], (d) Fluxo de umidade integrado na vertical de 1000-300 hPa [kg/s], (e) Omega em 500 hPa e (f) Altura geopotencial em 500 hPa (m).

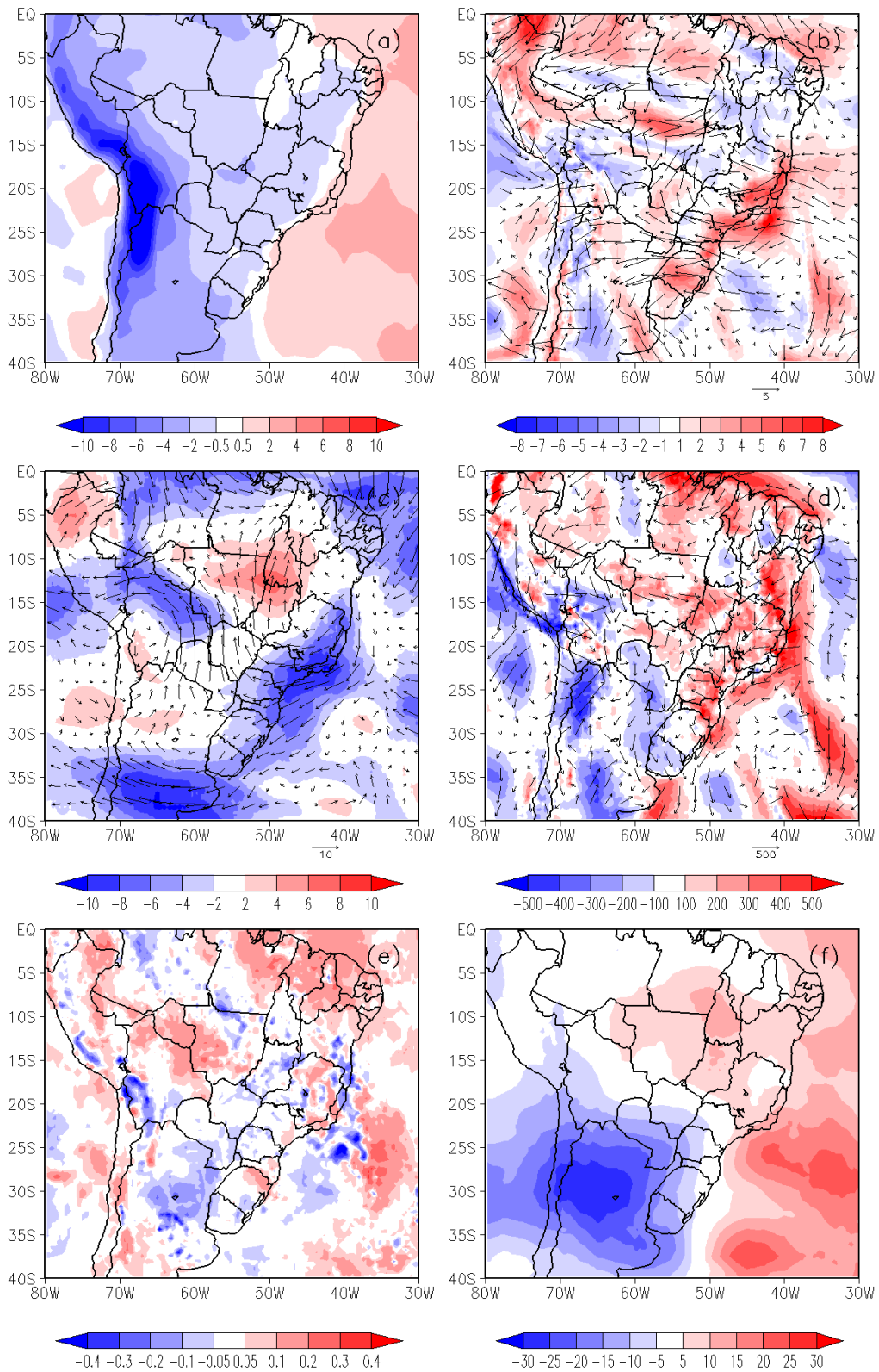


Figura 6.9 – Como na Figura 6.8, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005.

6.4.2 Controle: Mesoescala

6.4.2.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988

A Figura 6.10 mostra as variáveis meteorológicas referentes à simulação controle sobre a região SEB (domínio aninhado com 12 km de resolução), assim como a precipitação observada a partir dos dados da ANA. Uma comparação das Figuras 6.10 (a) e (b) mostra que a localização e a intensidade do núcleo de precipitação máxima são bem simuladas pelo modelo Eta.

Na grande escala, este evento de chuva intensa foi favorecido pela presença da ZCAS. Por isto, nos horários de máxima precipitação segundo o modelo (08, 09 e 10:00 UTC – Figura 6.10 i), observa-se uma faixa de baixa pressão sobre o continente estendendo-se até o Atlântico, orientada na direção noroeste-sudeste, com um núcleo de pressão ainda mais baixa sobre a região de Angra dos Reis. Por outro lado, existem duas regiões de alta pressão concentradas sobre o Atlântico e divididas pela faixa de pressão mais baixa (figura não mostrada). Esta baixa pressão encontra-se associada a um forte fluxo de umidade vindo do oceano Atlântico com direção de sudeste afetando a região de Angra dos Reis. Existem dois núcleos de convergência de umidade com valores superiores a 1.300 kg/s no litoral do ES e norte do RJ; norte de SP e sul do RJ (Figura 6.10 c). Ao sul de 24°S existe um núcleo com valores máximos de fluxo de calor latente no Atlântico junto à costa da cidade em questão. Este se encontra localizado na mesma posição de um dos núcleos de umidade. Isto significa que o ambiente onde ocorreu a precipitação intensa esteve favorecido por bastante umidade oriunda do Atlântico e calor latente liberado, que por sua vez, forneceu energia que alimentou a tempestade (Figura 6.10 d).

As próximas análises referem-se à média na área 23,5°S–18°S; 45°W–39,5°W, pelo fato de que nesta região ocorreram os máximos de precipitação para ambos os casos. Numa seção temporal de omega nota-se que entre os horários de 06 e 12:00 UTC existem movimentos descendentes, isto está associado à ocorrência da máxima chuva sobre a região de Angra dos Reis. A precipitação caindo causa um arrastamento no ar, iniciando uma corrente de ar descendente. Por outro lado, horas antes e após a

precipitação intensa são observados fortes movimentos ascendentes desde a superfície até 300 hPa (Figura 6.10 e). Notam-se, também ventos de sudeste em baixos níveis, que possivelmente podem ter relação com brisa marítima.

A fim de verificar a capacidade potencial da atmosfera para o desenvolvimento de tempestades são analisados os índices de instabilidade CAPE e CINE. Os valores de CAPE que favoreceram a tempestade foi o máximo (1.300 J/kg) ocorrido às 21:00 UTC do dia 01 de fevereiro de 1988, indicativo de ambiente moderadamente instável. Após este horário os valores da variável diminuem gradativamente até o horário de máxima precipitação. O índice CINE é utilizado para estimar a capacidade da atmosfera em inibir o desenvolvimento de tempestades por processos convectivos podendo, então, ser considerado como uma medida de quão desfavoráveis estão as condições atmosféricas para o desenvolvimento de tempestades. Os valores de CINE em todo o período de simulação apresentaram valores negativos, isto é, sugere presença de nuvens cumulus (Figura 6.10 f).

Na Figura 6.10 (g) os fluxos de calor sensível e latente à superfície, numa série temporal, obedecem ao ciclo diurno com seus menores valores ocorrendo nas primeiras horas do dia e aumentando com o passar do tempo. Em ambos os dias o calor latente é praticamente três vezes maior que o calor sensível. Uma tempestade é primeiramente sustentada pelo empuxo proveniente das correntes ascendentes, e à medida que calor latente é liberado com a condensação do vapor, há formação gotículas, que congelam quando super-resfriadas ocorrendo deposição de vapor nos cristais de gelo.

A temperatura a 2 m e a umidade específica em 850 hPa podem ser visualizadas na Figura 6.10 (h). Nesta, observa-se que no dia anterior à ocorrência da máxima chuva o maior valor de temperatura do ar foi de aproximadamente 26°C, o qual diminuiu gradativamente até o horário da chuva máxima. No dia 01, os valores de umidade específica estiveram em torno de 19.5 g/kg, aumentando em 0.5 g/kg após a chuva máxima. Em superfície esses valores estavam em torno de 24 g/kg (figura não apresentada).

A chuva teve seu início às 15:00 UTC do dia 01, a qual aumentou gradativamente até às 09 e 10:00 UTC do dia 02, onde alcançou valores máximos, e depois disto diminuiu com o passar das horas. A umidade, a instabilidade e o levantamento são os ingredientes básicos necessários para que uma precipitação intensa ocorra, segundo Doswell et al. (1996).

Desta forma, a baixa pressão presente sobre a região analisada associada com uma grande convergência de umidade em superfície, juntamente com a instabilidade atmosférica criada pelo intenso movimento vertical tornaram a atmosfera local em um ambiente propício à formação da célula convectiva que deu origem à tempestade. O modelo Eta conseguiu reproduzir as características dinâmicas e termodinâmicas do evento extremo de precipitação em análise.

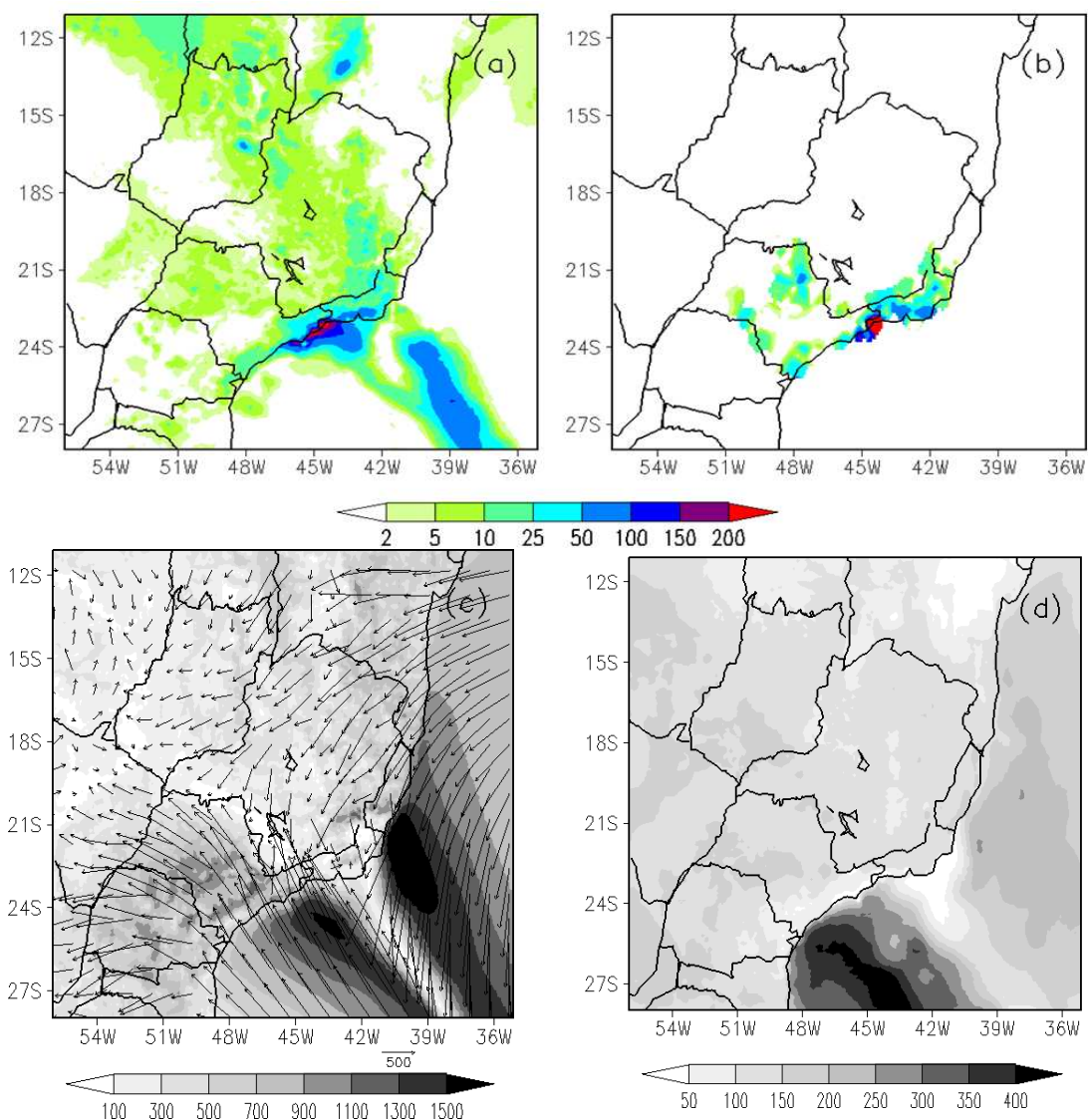


Figura 6.10 – Simulação controle (CTRL/N) referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 para as variáveis: (a) precipitação acumulada [mm], exceto (b) precipitação observada com os dados da ANA [mm], (c) fluxo de umidade integrado na vertical de 1000-300 hPa [kg/s], (d) fluxo de calor latente [W/m^2]. Média na área $23,5^\circ\text{S}$ – 18°S ; 45°W – $39,5^\circ\text{W}$ para: (e) variação temporal de omega [10^{-2} Pa/s], (f) CAPE e CINE [J/kg], (g) calor sensível e latente em superfície [W/m^2], e (h) umidade específica em 850 hPa e temperatura a 2m [g/kg e $^\circ\text{C}$], (i) precipitação horária [mm]. Continua.

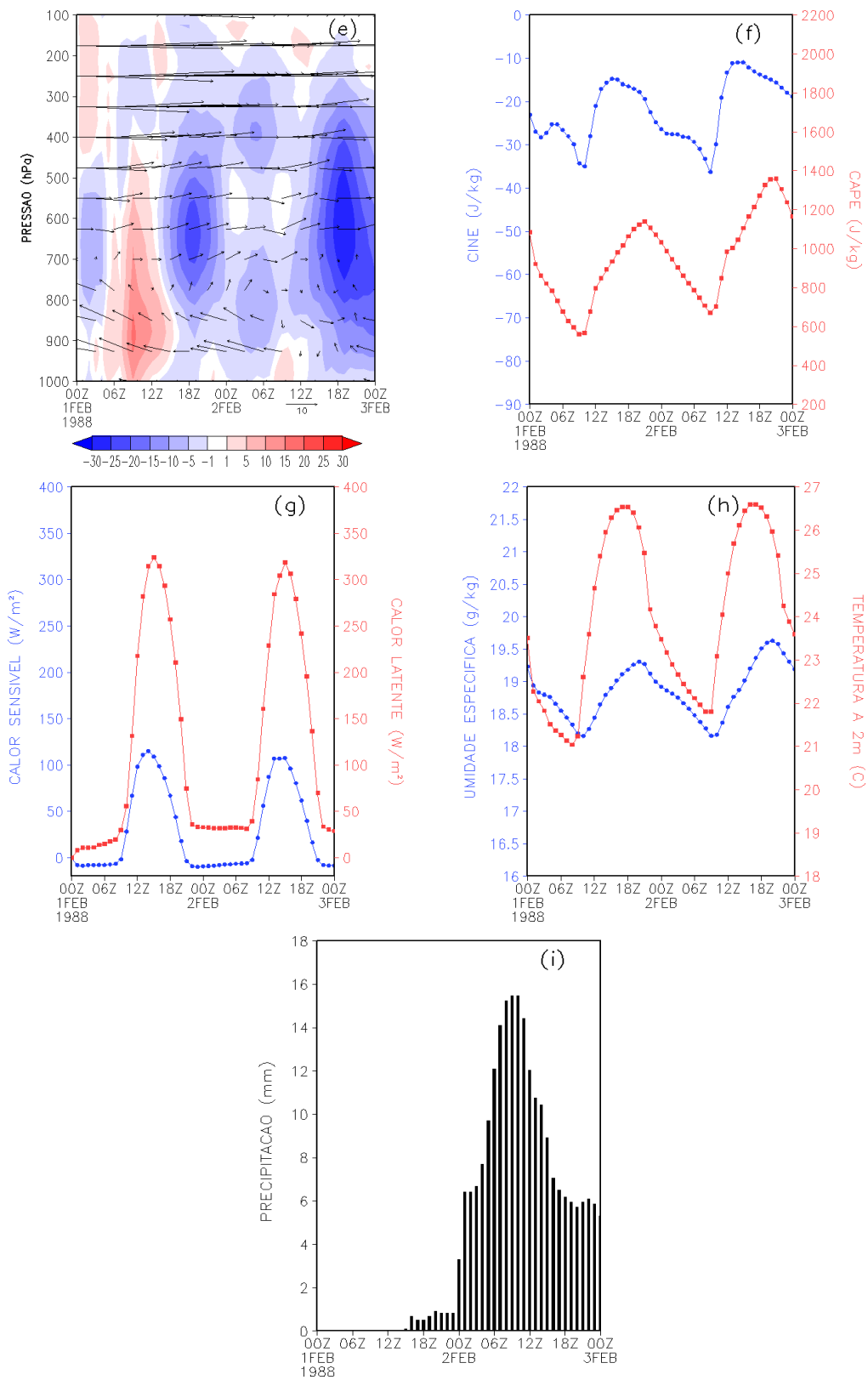


Figura 6.10 – Conclusão.

6.4.2.2 Caso Ibirapu/ES: 17 de fevereiro de 2005

A ocorrência da chuva sobre a cidade de Ibirapu, localizada no centro do Estado do ES, durante o dia 17 de fevereiro de 2005 é bem simulada pelo modelo Eta (Figura 6.11 a) tanto na localização quanto na intensidade quando comparamos com a chuva observada (Figura 6.11 b).

No horário da máxima precipitação intensa, às 07:00 UTC, há um núcleo de baixa pressão, com valor inferior à 1009 hPa, sobre o centro e noroeste do Estado do ES. Do continente para o Atlântico percebe-se um forte gradiente de pressão (figura não mostrada). O transporte de umidade integrada na coluna atmosférica (Figura 6.11 c) com contribuição para o evento de chuva intensa vem de um núcleo com valor bastante elevado, superior a 1.300 kg/s, localizado paralelo à costa do ES. Este núcleo com altos valores está concentrado desde a costa da Bahia até o norte do RJ. Neste caso, diferentemente do episódio de Angra dos Reis, os valores do fluxo de calor latente são baixos sobre a região onde ocorreu a chuva intensa (Figura 6.11 d).

Como no caso anterior, aqui também, foi realizada uma média na área 23,5°S–18°S; 45°W–39,5°W. No horário da máxima precipitação existem movimentos descendentes desde 600 hPa até a superfície sobre área analisada, contudo antes e após a ocorrência da chuva máxima os movimentos são ascendentes (Figura 6.11 e). Nesta, os ventos no nível de 900 hPa são de leste, o que pode estar associado à ocorrência de brisa marítima.

Os maiores valores de CAPE estiveram concentrados no dia anterior à chuva máxima, onde alcançaram cerca de 1.300 J/kg às 17:00 UTC, assim designando ambiente moderadamente instável. Durante os dois dias de simulação o CINE esteve negativo, com dois mínimos em torno de -70 J/kg, ou seja, o ambiente apresenta apenas presença de nuvens cumulus (Figura 6.11 f).

Novamente, podemos observar para ambas as variáveis, calor sensível e latente, a influência do ciclo diurno. Os mais altos valores das duas variáveis estiveram no dia anterior à máxima precipitação, com calor sensível alcançando 150 W/m² e o latente com cerca de 400 W/m² (Figura 6.11 g). O aumento do fluxo de calor sensível resulta

em uma atmosfera inferior mais instável para o movimento vertical do ar que é vital para a convecção profunda, que originam as tempestades.

No dia anterior ao episódio de chuva máxima o ambiente apresentou valores elevados de temperatura do ar ($\sim 27^{\circ}\text{C}$) e umidade específica ($\sim 19.0\text{ g/kg}$), ou seja, ambiente favorável à instabilidade, já que havia energia disponível para convecção (Figura 6.11 h). A distribuição da precipitação horária nas 48 horas de simulação mostra a ocorrência de chuva nos dois dias, com o máximo às 07:00 UTC do dia 17 de fevereiro de 2005 (Figura 6.11 i).

Em suma, foi possível notar que para ambos os casos, a umidade específica integrada na coluna atmosférica (1000–300 hPa) foi uma variável importante para a ocorrência da chuva intensa. Os ventos em baixos níveis foram de leste e sudeste o que sugeriu ocorrência de brisa marítima. No caso de 1988 o campo do fluxo de calor latente para o dia da chuva máxima também teve papel fundamental, enquanto que no caso de 2005 o máximo valor ocorreu no dia anterior à máxima precipitação.

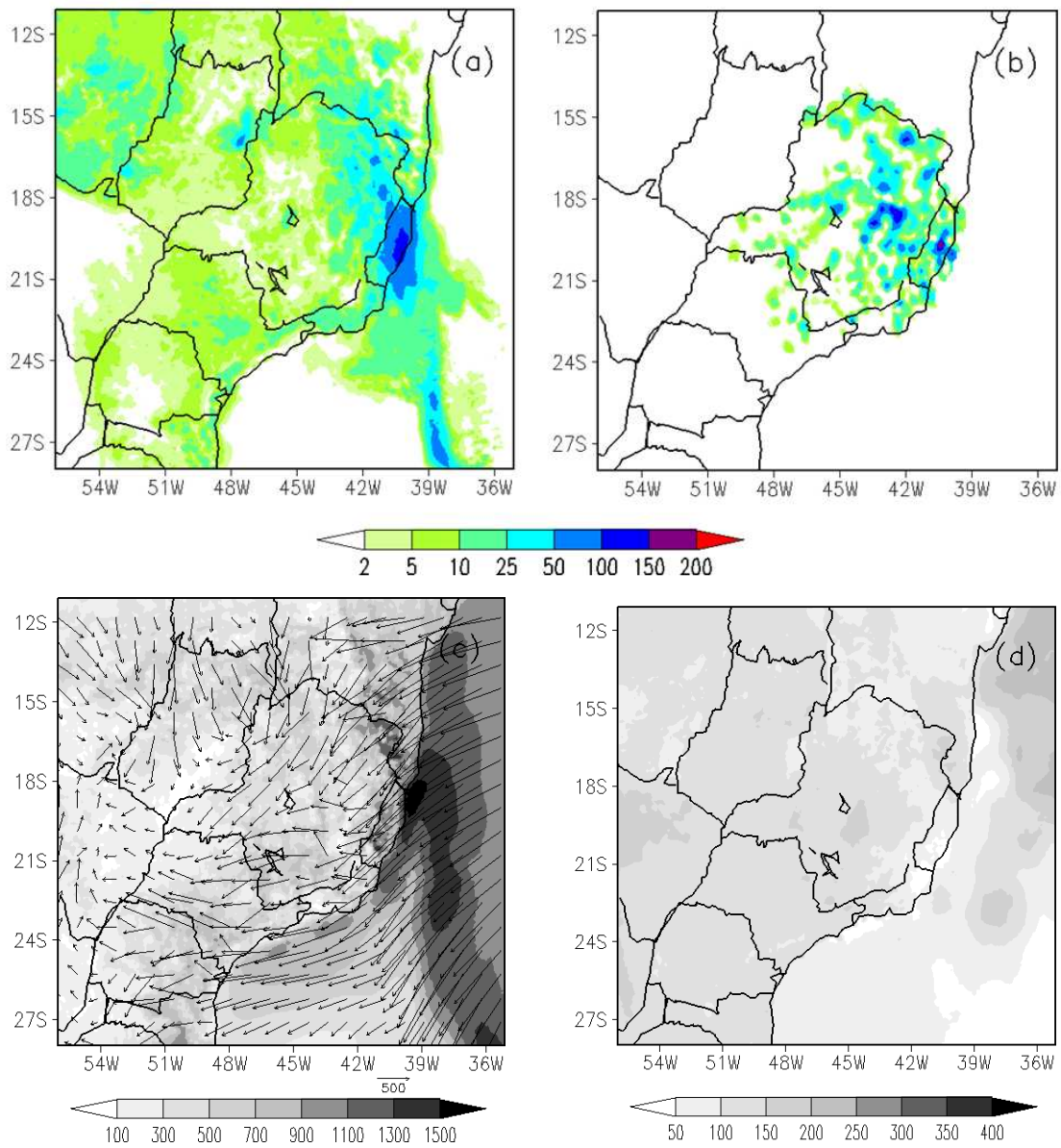


Figura 6.11 – Como na Figura 6.10, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005. Continua.

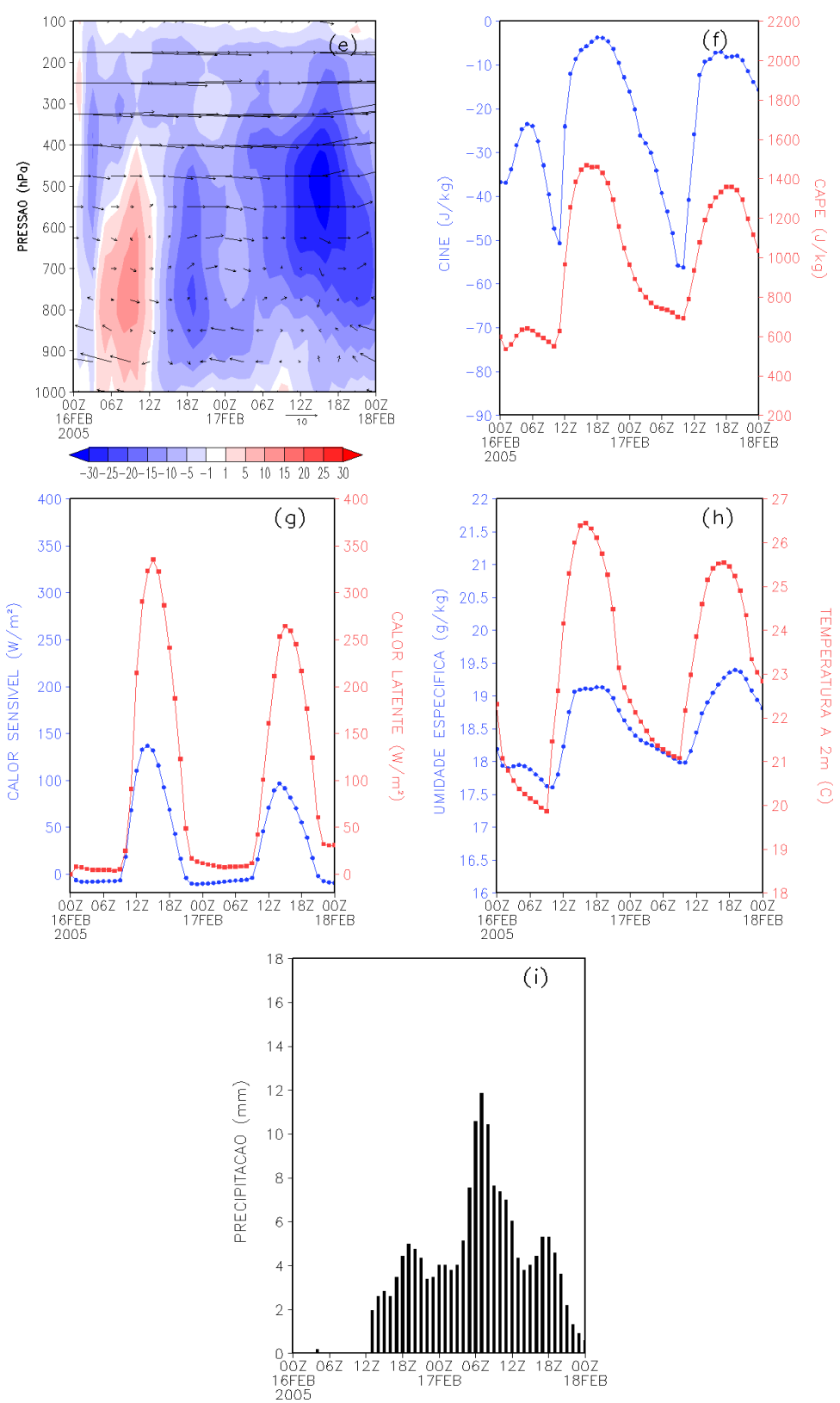


Figura 6.11 – Conclusão.

6.4.3 Experimentos de Sensibilidade

6.4.3.1 Separação de Fatores

6.4.3.1.1 Caso Angra dos Reis/RJ: 02 de fevereiro de 1988

A Figura 6.12 apresenta a precipitação obtida a partir da simulação controle, pela indução da topografia e TSM separadamente, e pela influência conjunta dos dois fatores. Ressalta-se que, neste dia, as anomalias de TSM observadas estiveram positivas no litoral de Angra dos Reis e grande parte do Atlântico.

Primeiramente, percebe-se a clara influência conjunta da orografia e das anomalias de TSM no aumento da precipitação, e posteriormente a indução da topografia na acentuação da precipitação, e por último com menor importância têm-se as anomalias de TSM, estas situações podem ser visualizadas com maior clareza na Figura 6.12 (e). Considerando que na grande escala este episódio chuvoso esteve associado à presença da ZCAS, então se presume que houve a interação deste fenômeno com a topografia da Serra do Mar, já que é o relevo mais próximo da região de Angra dos Reis. Sabe-se que uma das formas mais marcantes da influência da topografia sobre as condições atmosféricas é seu forte controle sobre a distribuição das chuvas. A região da Serra do Mar é um típico exemplo, por ser submetida a altas pluviosidades médias anuais e episódios prolongados de chuvas intensas. O fluxo úmido de sudeste mostrado, anteriormente, na análise sinótica do caso em questão, esteve perpendicular à linha da costa e, por sua vez, a Serra do Mar. Desta forma, este regime de vento numa situação de ZCAS garante que o ar, rico em umidade e núcleos de condensação vindos do mar, seja forçado a subir devido ao obstáculo natural. Este levantamento forçado é responsável pela formação da cobertura de nuvens sobre a região.

Yuh-Lang et al. (2001) sintetizaram alguns ingredientes comuns da mesoescala e sinótica propícios à chuvas orográficas intensas. i) uma corrente de ar condicionalmente ou potencialmente instável colidindo com as montanhas, ii) um JBN muito úmido, iii) uma montanha íngreme, e iv) um sistema quase-estacionário em escala sinótica para que favoreça um lento deslocamento da convecção. Então, com os ingredientes argumentados pelos autores, um episódio de chuva intensa induzida pela topografia

requer contribuições significativas a partir de qualquer combinação dos quatro ambientes comuns sinóticos e de mesoescala citados anteriormente. Neste sentido, o nosso caso analisado esteve associado a um sistema quase-estacionário e fortes movimentos ascendentes.

A temperatura da superfície do oceano adjacente à costa é um dos controladores do fornecimento de umidade para o ar que irá adentrar o continente e sofrer influência da topografia local. Blanco (1999) analisou anomalias de TSM para eventos de chuvas orográficas e notou que a maioria dos eventos selecionados ocorreu sob condições normais ou de anomalias positivas. Os casos de anomalias negativas foram minoria, porém não inexistentes. Segundo a autora os fatores fundamentais de escala sinótica responsáveis pela ocorrência de fenômenos de intensificação orográfica na região da Serra do Mar são em situações pós-frontais e sistemas quase-estacionários com vento de sudeste em superfície, muita nebulosidade na faixa leste e pouca no interior do continente.

O fluxo de umidade de sudeste é coerente com a presença das circulações de brisas comuns na região. Estes sistemas de circulação térmica ficam mais evidentes à medida que a nebulosidade no continente vai diminuindo de modo a aumentar o contraste entre o continente e o oceano. Portanto, nas situações de sistemas quase-estacionários com fluxo de umidade de sudeste em escala sinótica, quando os fenômenos de intensificação orográfica costumam ocorrer, as circulações locais não desaparecem e sim interagem com a escala maior. Logo, o cenário resultante é ideal para que haja intensificação de chuva orográfica na região da Serra do Mar.

Estudos de Stein e Alpert (1993) que aplicaram a técnica de separação de fatores para um caso de ciclogênese no Mediterrâneo mostraram que o efeito conjunto da topografia e dos fluxos de calor à superfície foi refletido num aumento adicional da precipitação na área em estudo. A orografia da área (oeste dos Alpes) representou um papel crucial não apenas em escala local (por forçar fortes movimentos ascendentes), mas também em larga escala, por modificar o campo de pressão sobre o oeste do Mediterrâneo e pelo confinamento fluxo de sul pré-frontal para o sul da região Alpina (BUZZI et al. 1998).

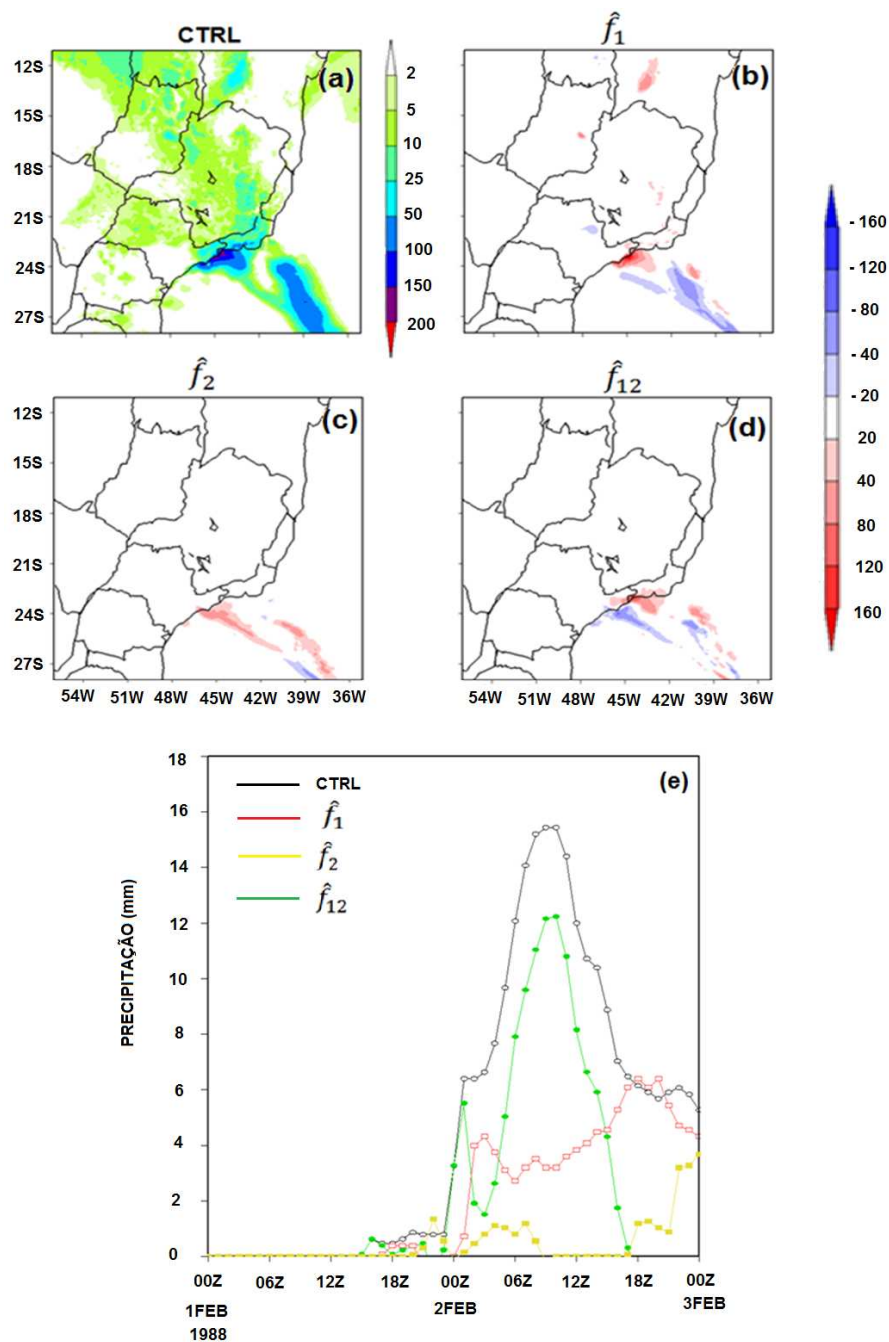


Figura 6.12 – (a) Precipitação controle [CTRL/N]; (b) precipitação induzida pela presença da topografia [\hat{f}_1]; (c) precipitação induzida pela presença das anomalias de TSM [\hat{f}_2]; (d) precipitação induzida pela interação entre a topografia e as anomalias de TSM [\hat{f}_{12}] e (e) variação temporal da precipitação CTRL/N e fatores para o dia 02 de fevereiro de 1988.

Uma análise detalhada é mostrada a seguir.

A diferença entre o experimento de orografia reduzida a 200 m e o experimento controle é apresentada na Figura 6.13. Há uma intensa diminuição no campo de precipitação horária influenciada pela baixa altitude da topografia (Figura 6.13 a) sobre a área de Angra dos Reis. Em regiões com barreiras orográficas, estas forçam a elevação do ar úmido, provocando convecção forçada, resultando em resfriamento adiabático e em chuva na face à barlavento da montanha. Entretanto, quando há ausência de orografia ou relevo com altitude mais baixa, este processo não ocorre, assim impactando na diminuição da precipitação.

O efeito da orografia no campo de pressão reduzida ao nível médio do mar (figura não mostrada) sobre a região de Angra dos Reis está exatamente numa zona de divisão de valores anômalos de pressão, onde ao norte estes são positivos e ao sul negativos, ou seja, a ausência ou diminuição da topografia provoca uma alteração da circulação sobre o SEB, assim modificando a localização da ZCAS mais para ao sul da posição do experimento CTRL/N e da observação. Da mesma forma, essa mudança na pressão provoca uma diminuição da precipitação sobre a região de Angra dos Reis.

Há uma diminuição do fluxo de umidade, assim como uma modificação na direção do vento, quando no experimento CTRL/N eram de sudeste, contudo agora são de nordeste. A magnitude dos ventos em 850 hPa é aumentada, por causa da ausência de topografia, quando desta forma a circulação do ar flui mais livremente, assim havendo um aumento em sua magnitude, já que o fluxo não encontrará nenhuma barreira. Na divisa dos Estados do RJ e SP há uma região com confluência dos ventos, quando ao norte de 21°S estes são mais intensos e vêm de noroeste, enquanto que ao sul desta latitude a intensidade é menor e com a mesma direção (figura não mostrada).

De maneira geral, na série temporal os valores do CAPE (Figura 6.13 b) exceto às 12:00 UTC apresentam-se negativos, enquanto que nas 47 horas de simulação são positivos. Este valor negativo ocorre logo após a chuva máxima, assim proporcionando ao ambiente inibição de energia potencial disponível para convecção, quando é retirada a montanha. Considerando que quanto menor é o CAPE, menor será a força das correntes

ascendentes da tempestade. A ausência das montanhas influencia no aumento bastante acentuado do CINE 24 horas antes da máxima precipitação, com isso inibindo a convecção.

Na Figura 6.13 (c) para as 48 horas de simulação, considerando a ausência de topografia, os valores de calor sensível e latente são bastante variáveis. No dia anterior à chuva máxima estes se apresentam negativos, enquanto que no dia 17 estes têm valores positivos. Na Figura 6.13 (d) observa-se, que sem o relevo, haverá maior incidência de radiação diretamente sobre a superfície, assim aumentando a temperatura, e consequentemente diminuindo a umidade.

No campo de omega (Figura 6.13 e) a influência da baixa topografia faz com que os valores sejam superestimados desde a superfície até 300 hPa para horários antes e após a precipitação máxima. Em um ambiente instável convectivo e nenhuma barreira topográfica, os movimentos ascendentes são mais intensos, considerando que não têm obstáculo que impeça a subida do ar.

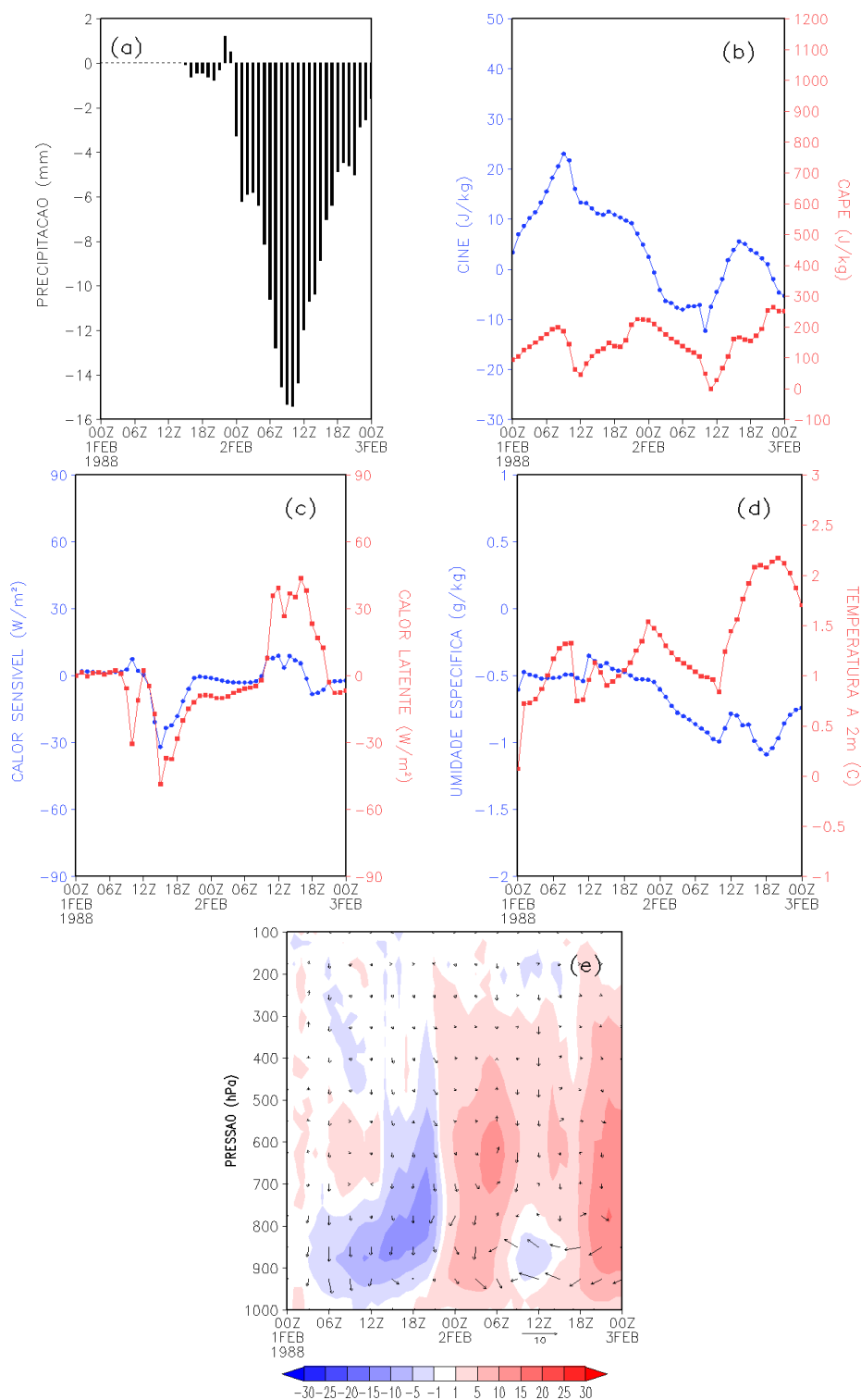


Figura 6.13 – Diferença entre as simulações ORO–CTRL/N referente ao dia 02 de fevereiro de 1988 com média na área 23,5°S–18°S; 45°W–39,5°W para as variáveis: (a) Precipitação horária [mm], (b) CAPE e CINE [J/kg], (c) Calor sensível e calor latente [W/m^2], (d) Umidade específica em 850 hPa e temperatura a 2m [g/kg e $^{\circ}\text{C}$], (e) Omega [10^{-2} Pa/s].

A Figura 6.14 mostra a diferença entre os experimentos de TSM e CTRL. Nesta, evidencia-se que a diminuição da precipitação sobre a região de Angra dos Reis é bastante marcante (Figura 6.14 a). O litoral da região SEB é tomado pela atuação da ASAS, assim não havendo nenhuma área com baixa pressão, que propicie precipitação. Em grande parte do continente e do oceano os ventos estão enfraquecidos, contudo sobre o Estado do RJ, incluindo a região de Angra dos Reis estes são mais intensos, os quais são oriundos do oceano (figuras não mostradas).

Numa série temporal, os valores de CAPE estão em torno de zero ou são negativos durante as 48 horas de simulação. Diferentemente, os valores de CINE são baixos, porém positivos (Figura 6.14 b). Então, quando não existem anomalias de TSM, praticamente não existe energia disponível para convecção, e com isso os valores que inibem a chuva aumentam.

Para os fluxos de calor sensível e latente (Figura 6.14 c) em grande parte do tempo os valores são nulos, e após a ocorrência de máxima precipitação estes fluxos são negativos, isto é, ambiente desfavorável à instabilidade convectiva. O mesmo acontece para a temperatura do ar a 2m e a umidade específica em 850 hPa (Figura 6.14 d). Para omega (Figuras 6.14 e) observa-se movimentos descendentes antes da precipitação mínima e ascendentes horas depois. Uma vez que a precipitação está inibida é normal que se tenha movimentos descendentes, ou seja, céu sem nuvens.

Portanto, na análise acima praticamente todas as variáveis tiveram seus valores em torno de zero ou negativos e movimentos descendentes do ar. Desta forma, variáveis importantes, como a umidade, o cape, o calor sensível e latente não apresentaram valores favoráveis para ocorrência de precipitação intensa.

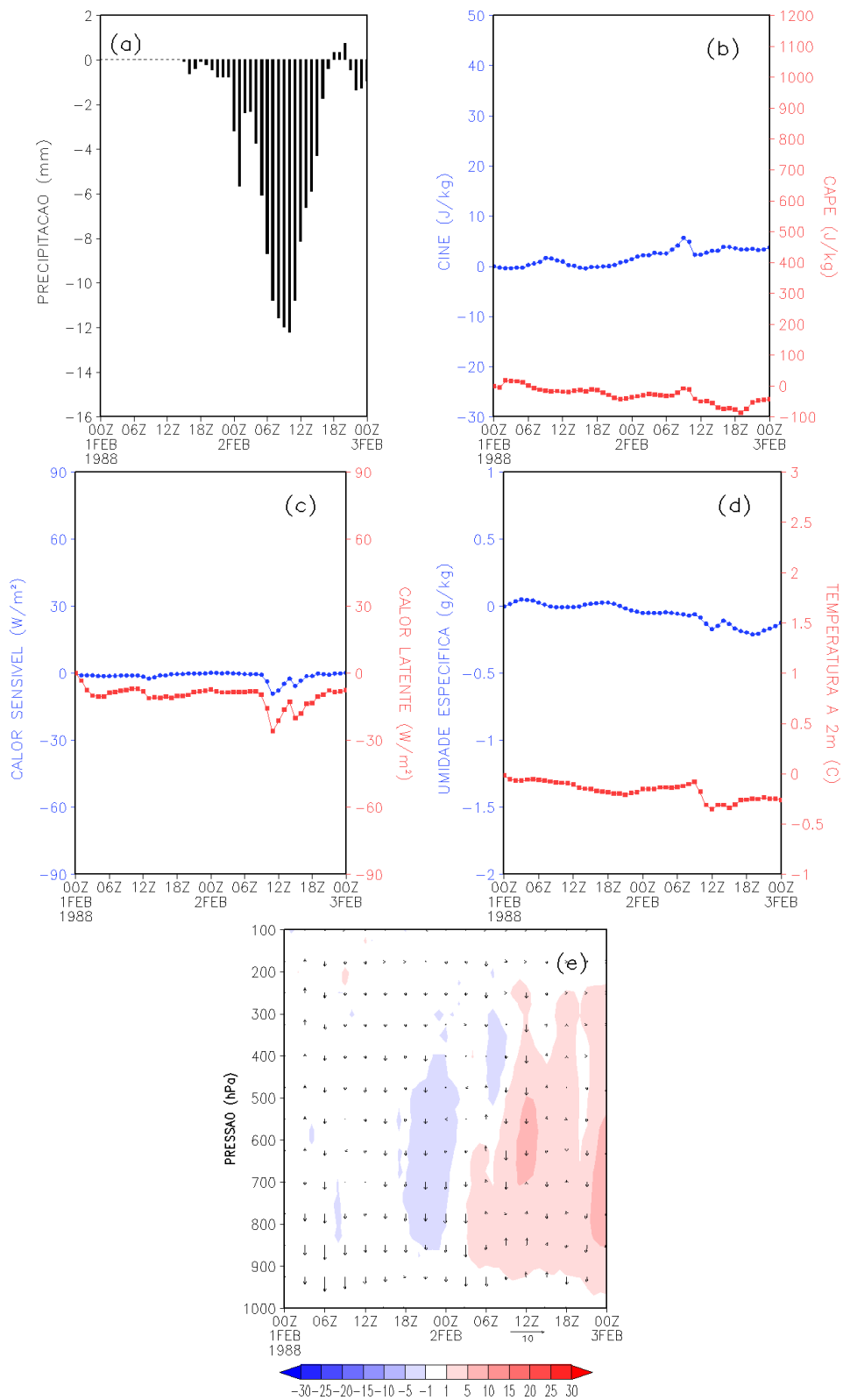


Figura 6.14 – Como na Figura 6.13, mas para TSM-CTRL/N.

A Figura 6.15 mostra a diferença entre as simulações TSM-orografia e controle. De maneira geral, pode-se perceber uma clara semelhança com a Figura 6.13 que tratou da ausência de topografia. É notável a diminuição da precipitação para a área em análise, já que a região está influenciada pela junção de ambos os fatores. Para não repetirmos as mesmas análises da simulação orografia, já que os valores das variáveis estão muito parecidos, então apenas será comentada sobre figuras que não mostraremos nesta análise.

O centro de baixa pressão associado à nebulosidade da ZCAS está deslocado mais para o sul, localizando-se principalmente sobre SP com extensão para o Atlântico, ou seja, distante da região em que ocorreu a chuva intensa. Uma faixa com valores negativos de umidade estende-se desde o norte de SP passando pelo sul do RJ chegando até o Atlântico, com fluxo bastante intenso. A área úmida ocupa grande parte dos estados de MG, RJ e vai até o Atlântico, isto é, a região com umidade está deslocada para norte da região de ocorrência da chuva (figuras não mostradas).

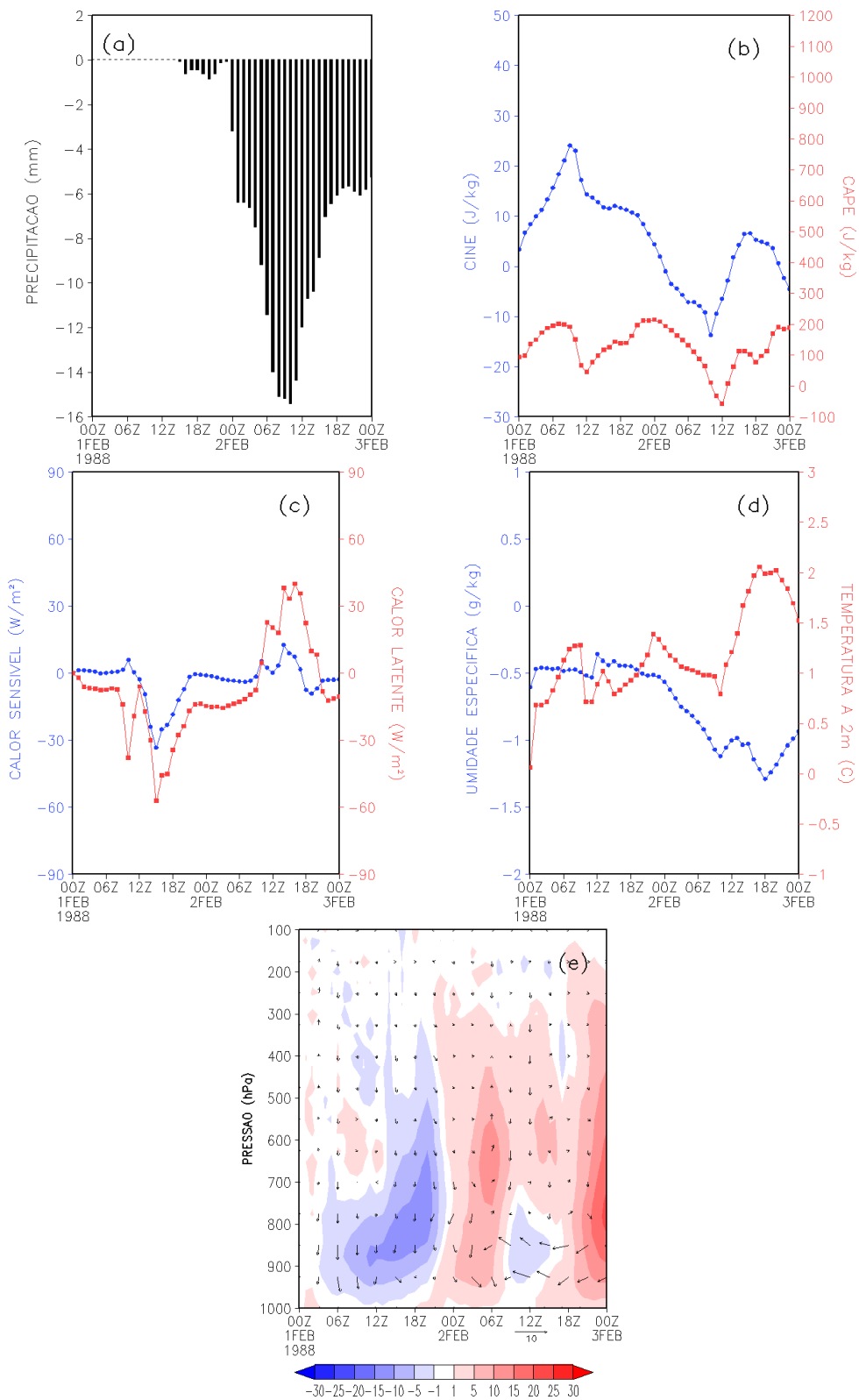


Figura 6.15 – Como na Figura 6.13, mas para TSM e ORO-CTRL/N.

6.4.3.1.2 Caso Ibirapu/ES: 17 de fevereiro de 2005

Os campos de precipitação da simulação controle, da influência da topografia e anomalias de TSM separadamente e a induzida conjuntamente pelos dois fatores são apresentados na Figura 6.16. Este caso é bastante diferente do caso anterior, principalmente, pelo fato de que neste dia foram observadas anomalias negativas de TSM na costa litorânea do Estado do ES. Para este caso a topografia desempenha papel fundamental para a ocorrência da chuva intensa, onde se pode visualizar este feito com mais detalhes na Figura 6.16 (e). Talvez, as anomalias de TSM não tenham sido tão importantes para a indução de precipitação intensa por estarem negativas neste dia.

A chuva formada pela convecção disparada ocorre fundamentalmente na vertente mais ensolarada da montanha por meio da formação de nuvens da família dos cumulus, ou seja, de grande desenvolvimento vertical. Não apresenta uma distribuição da chuva marcante na encosta, porém, caso seja vegetada, pode atuar como fornecedora da umidade em altitudes mais elevadas. Este processo é uma clara marca do aquecimento diferencial de vertentes opostas, em função da quantidade de radiação solar absorvida ao longo do dia (SMITH, 1979).

Uma posição perpendicular do obstáculo natural à entrada das massas de ar é fundamental para a geração das chuvas. Quando a atmosfera local encontra-se estável, o efeito orográfico é restrito aos níveis mais baixos, mais próximos das montanhas e influi na distribuição da chuva. Quando instável, o efeito orográfico potencializa e redistribui o volume da precipitação por uma área maior. Porém, o principal desencadeante do processo genético da chuva orográfica parece ser o fluxo de ar, representado pela atuação dos sistemas atmosféricos regionais do sudeste (ventos predominantes de SE), pela brisa marinha e pela própria instabilidade potencial da atmosfera circundante (convecção).

Lebeaupin et al. (2006) afirmaram em suas pesquisas que um campo de TSM mais detalhado influencia nos padrões de mesoescala dos fluxos de calor da superfície do mar, contudo não tem nenhum efeito significativo na previsão da convecção. Eventualmente, a TSM tem sua importância durante as simulações por meio da ação dos

fluxos na interface ar-mar, resultando em efeitos locais como um significativo resfriamento da TSM abaixo do jato de baixos níveis, mas quase nenhum impacto nas previsões de curto prazo para eventos de precipitação intensa.

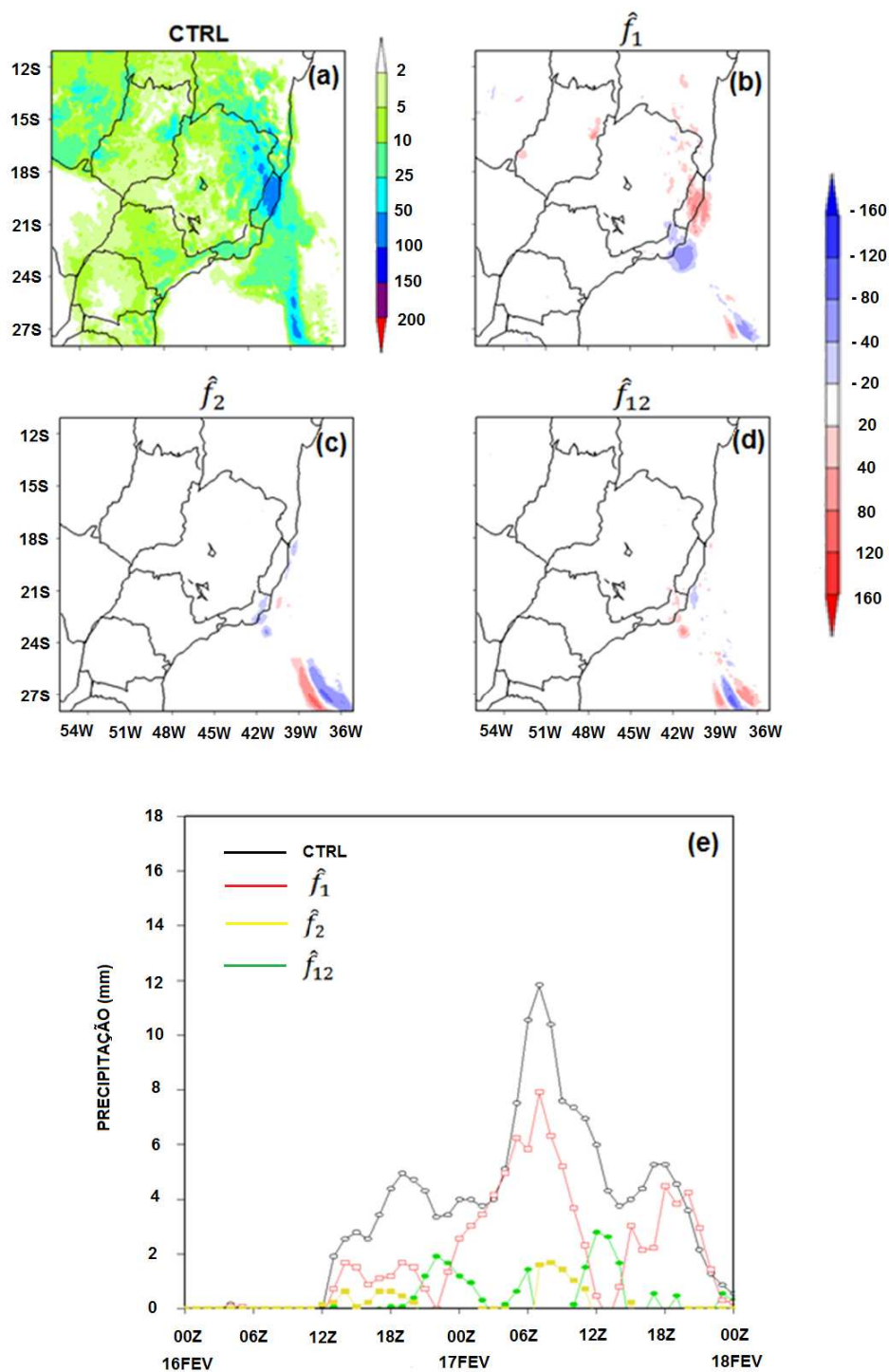


Figura 6.16 – Como na Figura 6.12, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005.

Uma análise detalhada é apresentada na sequência.

A diferença entre as simulações de orografia e controle é apresentada na Figura 6.17. O fato de a topografia estar reduzida a 200 m faz com que a precipitação simulada pelo Eta seja diminuída sobre a região de Ibirajú/ES (Figura 6.17 a), sendo que a chuva está deslocada mais para o sul da sua posição original (figura não mostrada). Uma vez que não tem a montanha e nem umidade suficiente para que o ar seja forçado a subir, então ocorre a diminuição da precipitação.

A baixa pressão associada à ocorrência de ZCAS encontra-se deslocada para o sul do Estado do ES. Sobre a região de Ibirajú/ES a umidade integrada na coluna atmosférica desde 1000 até 300 hPa apresenta valores negativos. Isto se explica pelo fato dos ventos não virem do Atlântico carregados de umidade, agora estes vêm do continente onde há baixa umidade. Com a ausência da montanha os ventos mudam sua direção para oeste e se intensificam sobre a área em análise, isto é causado pelo ar que flui mais livremente, já que não existem obstáculos (figuras não mostradas).

Numa variação temporal de CAPE pode-se ver que os valores são positivos e aumentam gradativamente nas 48 horas de simulação, indicando aumento de energia disponível para convecção. Por outro lado, os valores de CINE são negativos no dia 01 e positivos no dia da chuva máxima, assim se mostrando desfavorecer a convecção (Figura 6.17 b). Os fluxos de calor sensível e latente mostram-se bastante variáveis, ora têm valores positivos ora negativos. Após o horário de máxima precipitação, às 07:00 UTC, há um pico de cerca de 50 W/m^2 nos valores de calor latente, isto é, liberação de energia após a chuva (Figura 6.17 c).

A evolução temporal da temperatura do ar mostra valores positivos durante todo o período de simulação e que vão se acentuando com o decorrer do tempo. Contudo, a umidade específica apresenta-se inversamente proporcional aos valores de temperatura (Figura 6.17 d). A variável omega (Figura 6.17 e), diferentemente do caso analisado na seção anterior, em grande parte das 48 horas de simulação apresenta movimentos ascendentes, sendo que tornam-se descendentes após a precipitação máxima.

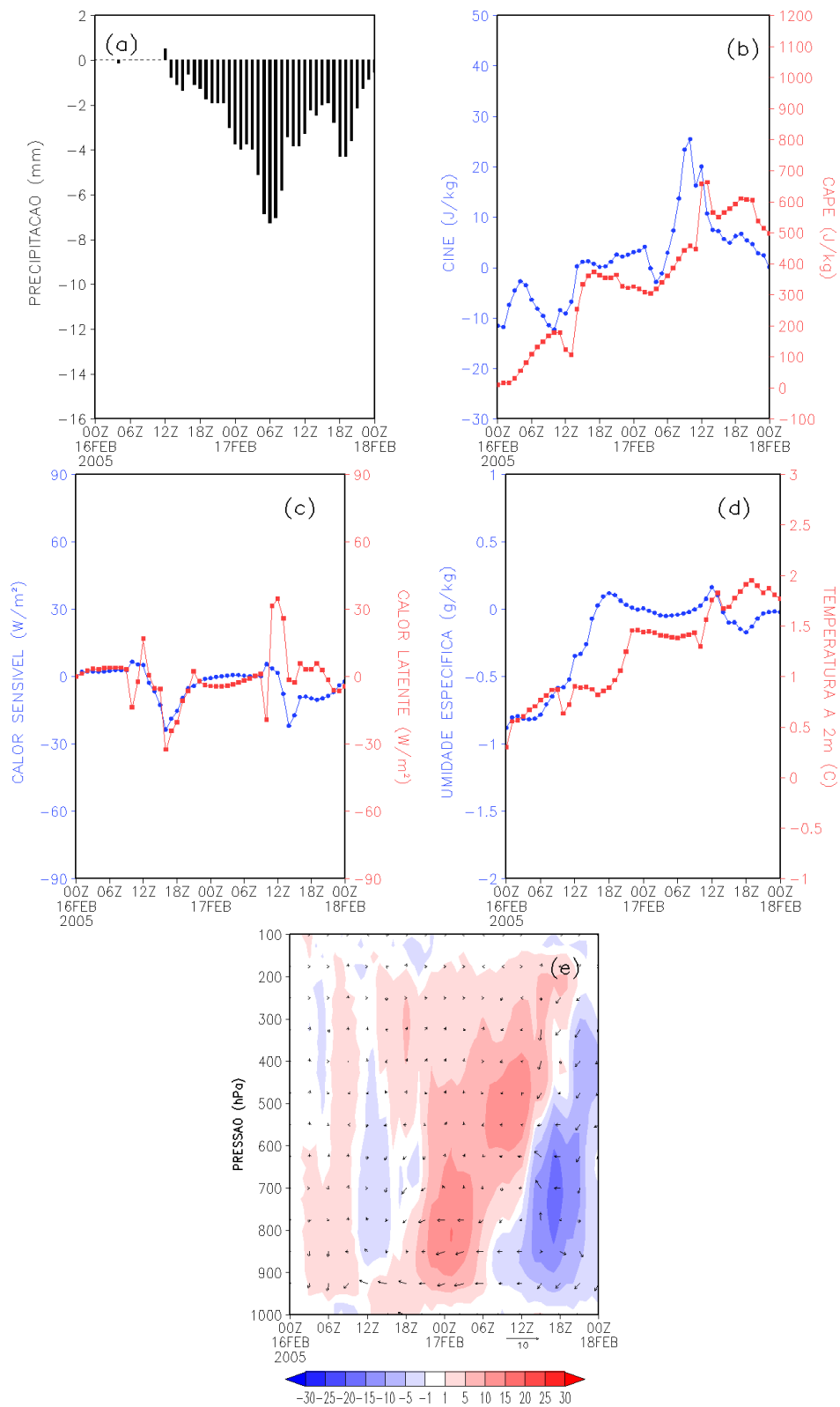


Figura 6.17 – Como na Figura 6.10, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005.

A Figura 6.18 apresenta a diferença entre as simulações de TSM e controle. Nesta, observa-se que a influência da TSM, neste caso, sobre a precipitação é menos acentuada. A convergência do fluxo de umidade no continente é quase inexistente, exceto os valores bem baixos em torno de -50 kg/s notórios sobre o ES. Este fluxo se acentua e torna-se ainda mais negativo sobre o oceano. Os ventos de sul e sudoeste estão totalmente enfraquecidos sobre o domínio em análise, com valores ainda mais negativos no ES e Atlântico (figuras não mostradas).

A influência da ausência de anomalias de TSM causa uma suavização nas variáveis, colocando-as em torno do valor zero. Este fato pode ser visualizado nos valores de CAPE durante todo o período de simulação apresentam-se praticamente nulos, apenas há um leve aumento após a chuva máxima. Esta mesma situação se repete para os valores de CINE, contudo os valores são um pouco mais variáveis (Figura 6.18 b). A mesma situação se repete (valores em torno de zero e aumentam após a chuva máxima) para o calor sensível, latente, temperatura do ar, umidade específica (Figuras 6.18 c, d). Fracos movimentos ascendentes são observados antes da precipitação máxima (07:00 UTC), entretanto após este horário os movimentos tornam-se descendentes. O ambiente não se encontra perturbado, porque foi utilizada a TSM climatológica. Portanto, com ausência de anomalias, logo é esperado esta uniformidade nas variáveis.

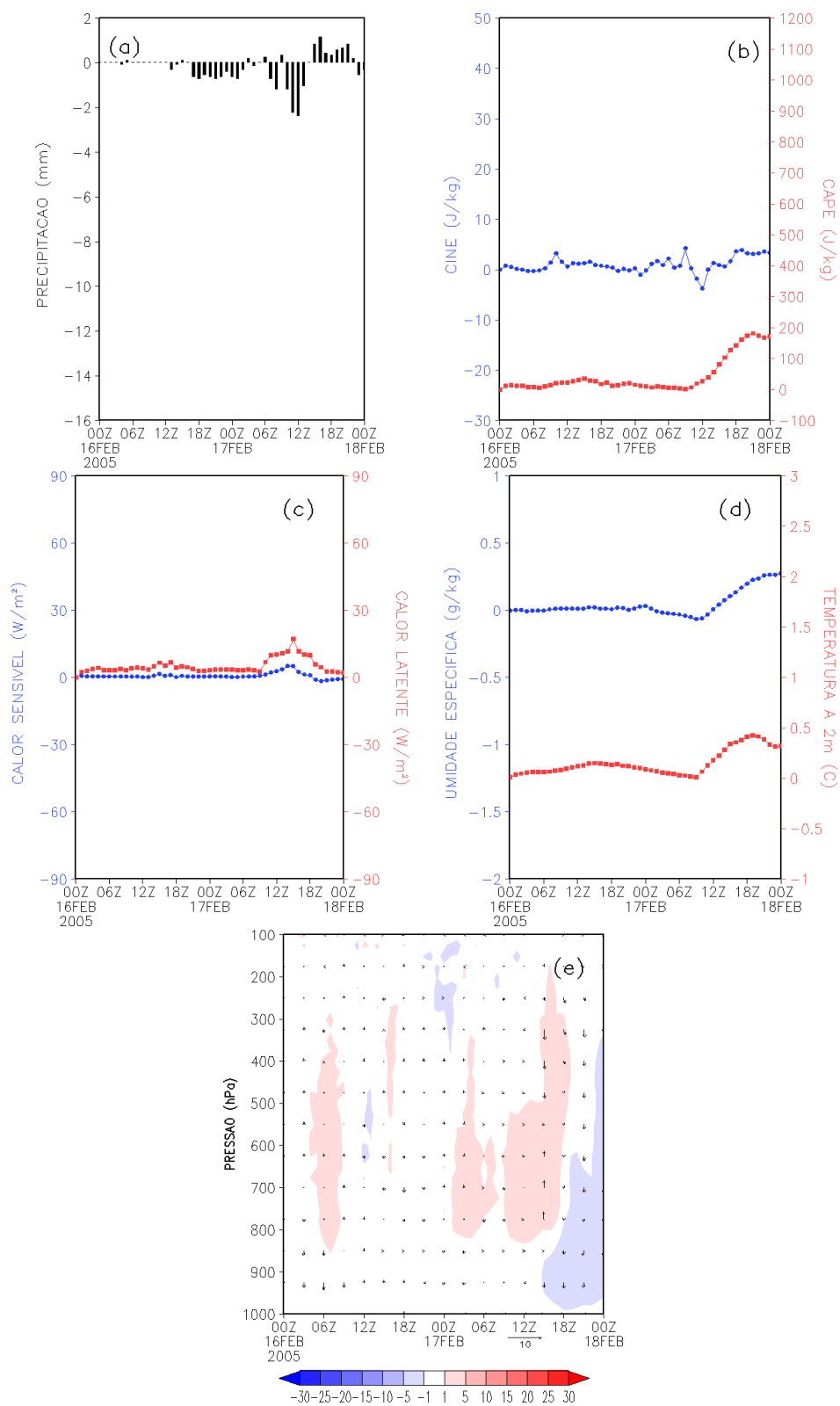


Figura 6.18 – Como na Figura 6.17, mas para TSM-CTRL/N.

Na Figura 6.19 apresenta-se a diferença entre os experimentos de TSMeORO e de controle. A influência conjunta da orografia e das anomalias de TSM faz com que haja diminuição da precipitação simulada (Figura 6.17 a). A pressão atmosférica está ainda mais baixa quando comparamos com os experimentos isolados de ORO e TSM. No ES o fluxo de umidade encontra-se diminuído, ao passo que sobre o Atlântico paralelo à costa do Estado estes valores estão elevados. Os ventos sobre todo o litoral dos SEB estão enfraquecidos, enquanto que sobre o ES estes vêm de oeste (figuras não mostradas).

Pode-se notar que o comportamento das variáveis desta diferença de simulações é muito semelhante ao experimento de diferença ORO–CTRL, isto se deve ao fato dos valores das variáveis no experimento de TSM–CTRL serem próximos a zero. Novamente, observa-se que durante as 48 horas de simulação, os valores de CAPE encontram-se positivos, enquanto que o CINE está bastante variável, sendo negativo antes da precipitação máxima e após é positivo (Figura 6.17 b). Os fluxos de calor sensível e latente apresentam-se bastante variáveis, ora positivos ora negativos, sendo que há um aumento brusco de calor latente após máxima chuva (Figura 6.17c). A temperatura do ar exibe seus valores positivos bastante variáveis, contudo vai aumentando gradativamente no decorrer do tempo. A umidade específica também varia bastante, apresentando-se inversamente proporcional à temperatura (Figura 6.17 d). Antes da precipitação máxima os movimentos são ascendentes, ao passo que após estes são descendentes (Figura 6.17 e).

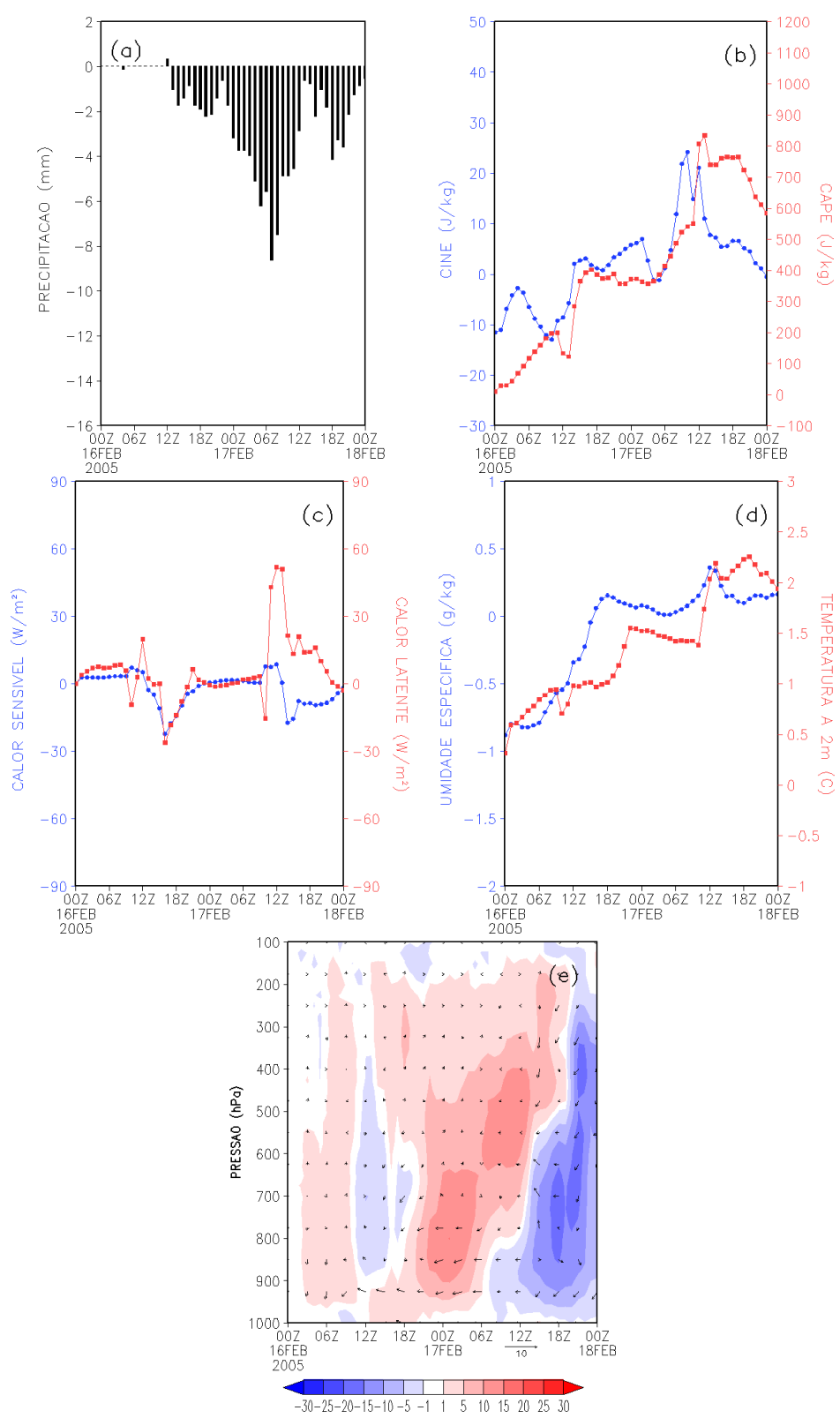


Figura 6.19 – Como na Figura 6.17, mas para TSM e ORO-CTRL/N.

6.4.3.2 Resoluções de TSM e Magnitudes das Anomalias de TSM

A Figura 6.20 apresenta a distribuição espacial da chuva intensa para dois diferentes conjuntos de dados de resoluções de TSM, são $1,0^\circ$ e $0,25^\circ$ latitude \times $0,25^\circ$ longitude, referente ao caso de 02 de fevereiro de 1988 (Caso 1). Enquanto, que a Figura 6.21 mostra a distribuição da precipitação intensa para três distintas resoluções de TSM, são $1,0^\circ$, $0,5^\circ$ e $0,25^\circ$ latitude \times $0,25^\circ$ longitude relacionada ao caso 17 de fevereiro de 2005 (Caso 2). Ressalta-se que o experimento com a resolução de $0,5^\circ$ para o Caso 1 não foi confeccionado pela ausência de dados. Talvez, poderíamos ter feito uma interpolação dos dados de $0,25^\circ$ para $0,5^\circ$, contudo acreditamos que conseguiremos ver o impacto utilizando apenas estas duas resoluções para este caso. As Figuras 6.20 (c) e 6.21 (d) apresentam a variação temporal da precipitação, assim é possível visualizar melhor as distintas resoluções.

Desta maneira, objetivando verificar qual o impacto das diferentes resoluções de TSM sobre a ocorrência de chuva intensa, podemos perceber que, no Caso 1 a área do núcleo de precipitação máxima que se encontra sobre a região de Angra dos Reis é mais detalhado com a resolução de $0,25^\circ$, o que também pode ser visto no núcleo que se encontra sobre o oceano Atlântico. Na variação temporal (Figura 6.20 c) pode-se notar que a maior resolução de TSM representa melhor a intensidade e o horário da máxima precipitação.

Com relação ao Caso 2 observa-se que o núcleo de máxima precipitação vai diminuindo conforme o aumento da resolução, isto mostra que a mais alta resolução faz com que haja representação da chuva intensa mais pontualmente. Apesar da pequena diferença entre as três resoluções, na variação temporal, é possível notar uma leve melhor representação da chuva com a resolução de $0,25^\circ$.

Vale ressaltar que as fontes de TSM de $1,0^\circ$, $0,5^\circ$ e $0,25^\circ$ utilizam diferentes metodologias de informações de satélites. Talvez, uma forma mais “limpa” de verificar o impacto destas distintas resoluções de TSM seria degradar os dados de $0,25^\circ$ para $0,5^\circ$ e $1,0^\circ$.

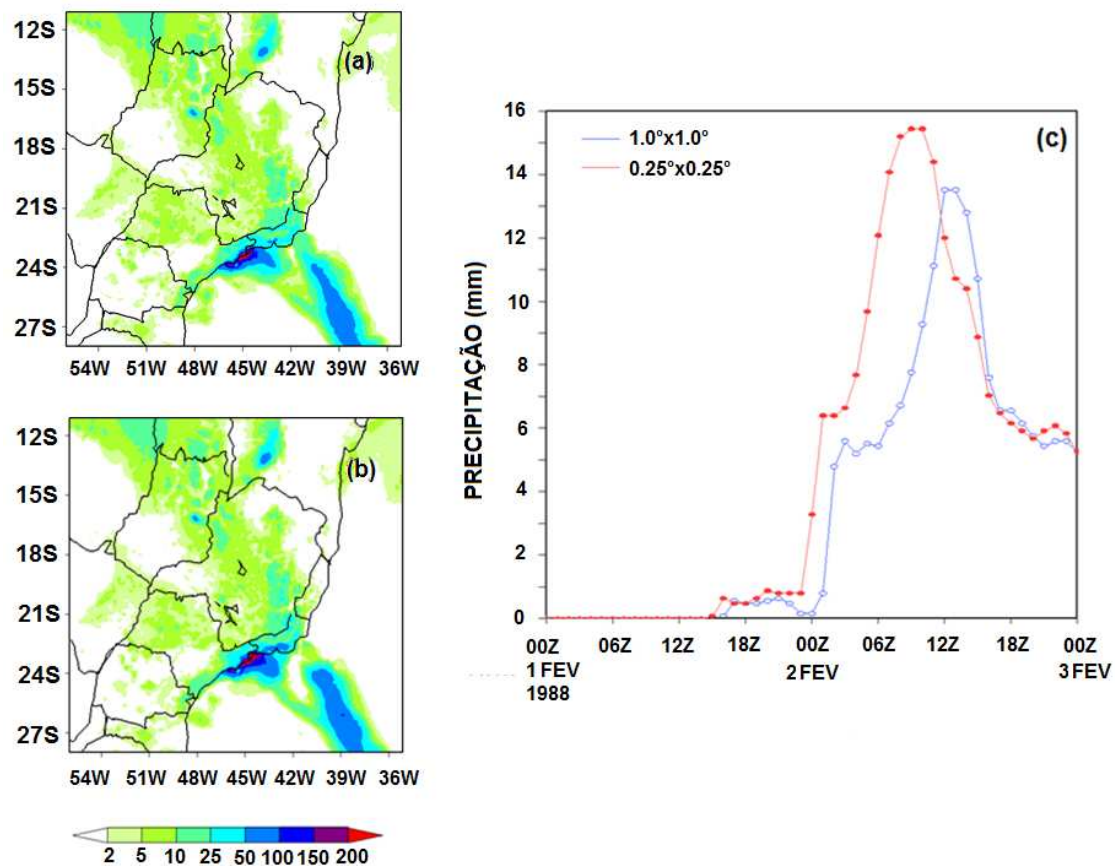


Figura 6.20 – Precipitação acumulada (mm) simulada pelo modelo Eta para diferentes resoluções de TSM referente ao dia 02 de fevereiro de 1988. (a) 1,0°latitude×1,0°longitude, (b) 0,25°latitude×0,25°longitude e (c) variação temporal da precipitação para as duas diferentes resoluções de TSM.

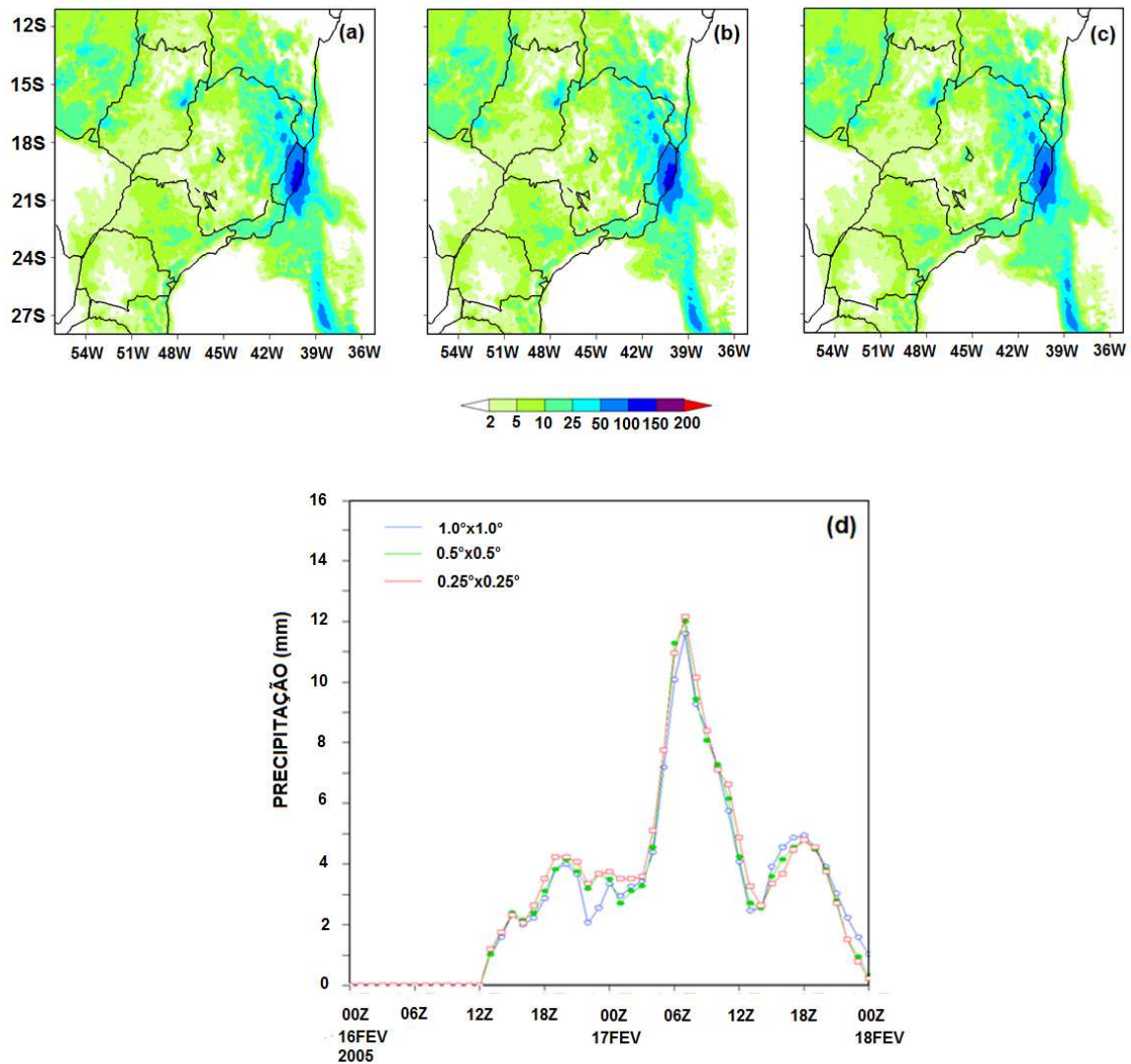


Figura 6.21 – Precipitação acumulada (mm) simulada pelo modelo Eta para diferentes resoluções de TSM referente ao dia 17 de fevereiro de 2005. (a) $1,0^{\circ}$ latitude \times $1,0^{\circ}$ longitude, (b) $0,5^{\circ}$ latitude \times $0,5^{\circ}$ longitude, (c) $0,25^{\circ}$ latitude \times $0,25^{\circ}$ longitude e (d) variação temporal da precipitação para as três resoluções de TSM.

As Figuras 6.22 e 6.23 apresentam os experimentos com diferentes magnitudes de anomalias de TSM para os casos de precipitação intensa ocorridas em 02 de fevereiro de 1988 (Caso 1) e no dia 17 de fevereiro de 2005 (Caso 2), respectivamente.

Praticamente todo o oceano Atlântico, no domínio em estudo, apresenta anomalias positivas de TSM no Caso 1 (Figura 6.22 a). Com a TSM climatológica o núcleo de precipitação intensa não é tão bem representado quanto com a utilização da TSM de $0,25^\circ$, apesar disso o modelo Eta representa razoavelmente bem a chuva observada (Figura 6.22 b). Quando multiplicamos as anomalias de TSM por -2 e -3 , notamos que o núcleo de precipitação máxima é deslocado para norte e ocorre uma desintensificação da chuva (Figuras 6.22 c,d). Por outro lado, quando fazemos a multiplicação por $+2$ a precipitação é melhor localizada, contudo menos intensa quando comparamos com o campo multiplicado por $+3$, onde a precipitação sofre maior intensificação, contudo esta é deslocada para o oceano Atlântico (Figuras 6.22 e, f).

No Caso 2, o litoral do Estado do ES está tomado por uma mancha de anomalias negativas que se estendem oceano adentro. Entretanto, ao norte e ao sul destas anomalias negativas estão presentes anomalias positivas (Figura 6.23 a). Com a TSM climatológica a intensidade e a localização da precipitação sobre o Estado do ES é bem simulada pelo modelo Eta. Os núcleos mais intensos de precipitação são visíveis, um no litoral centro-norte do Estado e deslocado para o Atlântico, e o outro no oceano em torno de 26°S – 38°W . Nas Figuras 6.23 (c, d) podemos verificar que se multiplicarmos duas vezes ou três vezes os valores das anomalias observadas, isto impacta diretamente na localização e intensidade da precipitação. Neste caso, o núcleo de máxima precipitação ocorrido sobre a região de Ibiraçu (centro do Espírito Santo) é deslocado para o oceano Atlântico. O mesmo ocorre com o núcleo observado sobre o Atlântico. No entanto, quando esta multiplicação ocorre para valores positivos temos uma diminuição drástica da precipitação, afetando principalmente sua intensidade (Figuras 6.23 e, f).

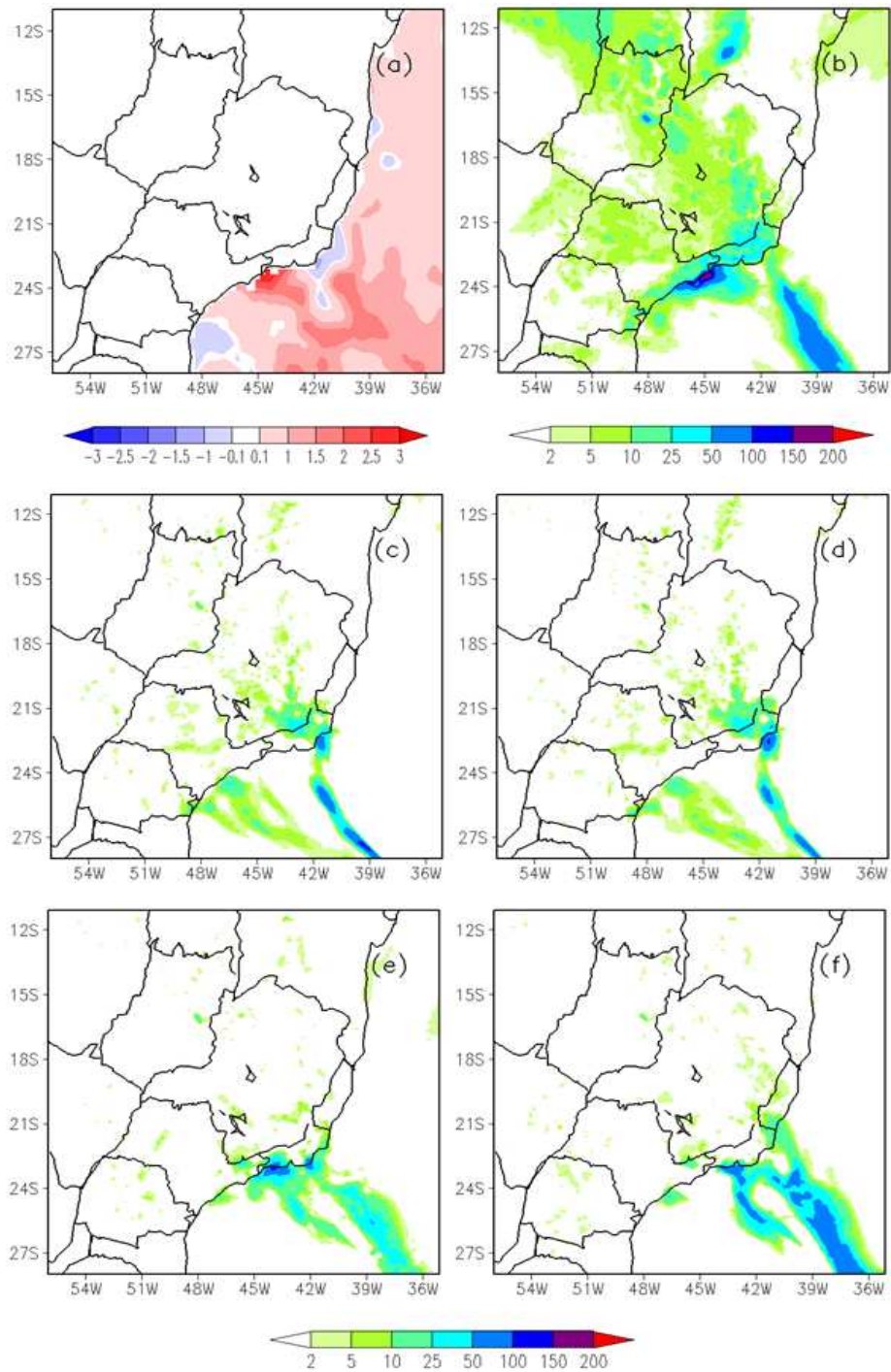


Figura 6.22 – (a) Anomalia de TSM [°C]. (b) Precipitação acumulada [mm] com a TSM climatológica. Diferença entre experimentos com magnitude de TSM e controle (c) – $2 \times$ as anomalias de TSM observada, (d) – $3 \times$ as anomalias de TSM observada, (e) $+ 2 \times$ as anomalias de TSM observada, (f) $+ 3 \times$ as anomalias de TSM observada para o dia 02 de fevereiro de 1988.

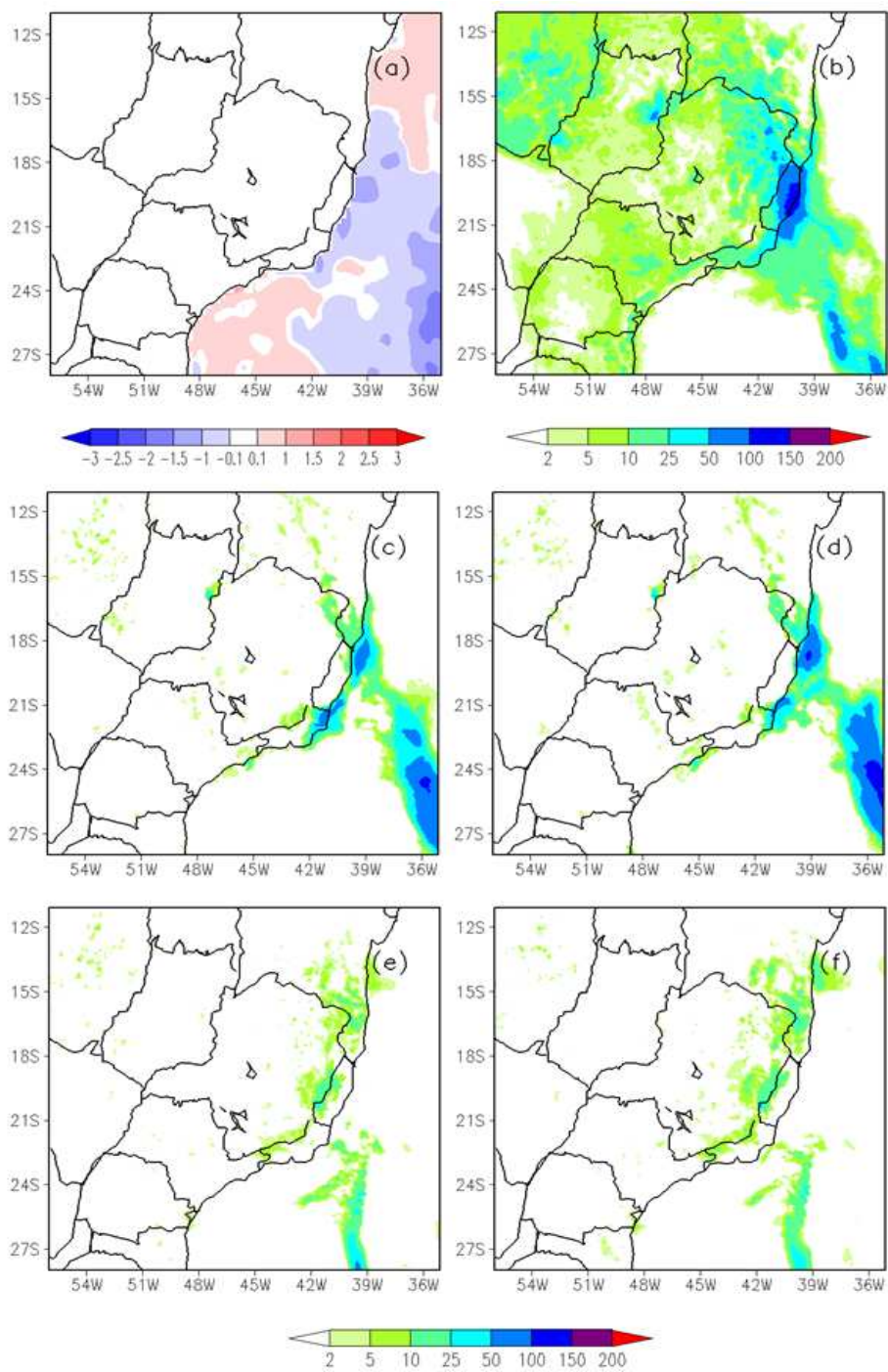


Figura 6.23 – Como na Figura 6.22, mas para o dia 17 de fevereiro de 2005.

6.5 Sumário

Neste capítulo foram realizados experimentos numéricos a fim de verificar a influência das anomalias de TSM e da orografia na simulação de EPIs sobre o SEB. Dois estudos de casos foram realizados para avaliar as simulações do modelo Eta sobre dois domínios: o primeiro, sobre a região da AS com uma resolução espacial de 40 km e o segundo aninhado neste, que cobre o SEB com resolução espacial de 12 km, ambos têm 38 níveis na vertical.

Nas simulações aninhadas as condições de superfície e altitude são mais refinadas, assim como as feições de topografia e de TSM são melhores descritas, desta forma verificou-se a influência destes dois fatores no desenvolvimento de dois EPIs que ocorreram no SEB. Sabe-se que os principais ingredientes sinóticos para a ocorrência de eventos extremos de precipitação são a existência de um cavado em altos níveis e ar quente e úmido em baixos níveis. Estas características estiveram presentes em ambos os estudos de caso pesquisados. Da mesma forma, distúrbios de larga escala variam em muitas escalas espaciais e temporais, o que talvez pode ter influenciado nestes eventos, porém este fato não foi investigado em profundidade por não ser objetivo desse estudo.

Destaca-se que comparações entre as versões 40 km e 20 km do modelo Eta no domínio operacional (América do Sul) mostraram igual desempenho, com um ligeiro benefício na maior resolução, principalmente, nos aspectos regionais. No nosso caso, embora fosse possível a realização de experimentos com a resolução de 20 km, a forçante utilizada nos experimentos é de baixa resolução espacial T62L28 (~200km), sendo assim uma limitação, já que a razão entre a resolução horizontal da forçante e a do modelo regional deve ser baixa, no caso aproximadamente 1:5. No meio operacional é utilizado como forçante as saídas do modelo global com resolução T213L42 (~63km) mantendo essa razão entre os padrões recomendáveis, isto é, da ordem de 1:3. Também, seria possível a realização de experimentos usando análises operacionais em maior resolução (atualmente NCEP fornece altas resoluções $0,5^\circ$ latitude \times $0,5^\circ$ longitude), porém não seria possível a realização do experimento para o caso de 1988. Outra alternativa seria a utilização da Reanálise do ECMWF-ERA40 que tem resolução

1,25° latitude × 1,25° longitude como forçante, contudo as interfaces para leitura desses dados foram desenvolvidos após a realização destes experimentos. Ressalta-se este fato devido à qualidade e resolução da forçante, no caso a análise e/ou condição inicial, é crucial na simulação/previsão mais acurada de fenômenos atmosféricos. Também, o fato do aninhamento ser *one-way* as interações entre a grande escala e mesoescala parecem influenciar significativamente nos resultados.

Baseada na análise sinótica e nos padrões observados dos EPIs sobre o SEB tentou-se, primeiramente, reproduzir este evento numericamente, com o propósito de verificar a sensibilidade do modelo Eta em simular a intensidade e a distribuição espacial de precipitação intensa observada. As localizações das simulações da precipitação intensa foram bem representadas pelo modelo, entretanto os valores são subestimados em ambos os casos. Os campos dinâmicos também são razoavelmente simulados, porém com intensidades menores que as das Reanálises.

Encontrou-se que com o aumento da resolução ou representações fisiográficas da mesoescala (topografia, linha costeira, tipo de cobertura de solo, etc.) da região foi possível melhorar as simulações dos casos estudados. Estas informações são valiosas para os sistemas de previsão de tempo sobre a região, porque haverá um aperfeiçoamento e recomendações para os próximos sistemas a serem implementados. Através destes experimentos numéricos foi possível também obter maior informação em relação à dinâmica destes eventos, o que pode ajudar nos sistemas de alerta de tempo ou *nowcasting*, assim ressaltando o aspecto prático dos resultados destes experimentos.

Os experimentos de sensibilidade foram realizados com as anomalias de TSM do Atlântico Subtropical e da topografia no SEB. Os resultados mostraram o importante papel da orografia e das condições de larga escala no desenvolvimento dos eventos extremos estudados, o primeiro atuando como uma barreira que força o levantamento e/ou confinamento do fluxo em determinada região, e o segundo fornecendo os ingredientes vento e umidade. Destaca-se ainda que o papel das anomalias de TSM que influenciam o fluxo de calor latente sobre o oceano pode ser também importante, porém

na escala de tempo (2 dias) este fator não foi tão preponderante nas simulações e/ou desenvolvimento dos EPIs.

O impacto da resolução da TSM na simulação e/ou previsão de EPIs sobre o SEB foi explorado neste capítulo. A resolução de TSM ajuda ou não na simulação dos eventos em estudo, o impacto dos valores de anomalias de TSM é maior ou menor dependendo do sinal ou não? Os resultados mostraram para os casos estudados que dados de alta resolução de TSM não foram tão marcantes nas simulação/previsão dos EPIs, entretanto pode ser importante incluir esses dados nos modelos de PNT já que a localização e intensidade dos eventos severos podem depender da adequada representação dessa variável.

Portanto, concluímos que a topografia mais que as anomalias de TSM influenciaram no desenvolvimento do evento de precipitação intensa ocorrida em Ibirajú/ES. Enquanto que, no caso de Angra dos Reis/RJ a interação da TSM e da orografia influenciaram o evento. Ressalta-se que no primeiro caso as anomalias de TSM observadas foram negativas e no segundo positivas.

Sistemas de grande escala atuantes na região favoreceram juntamente com os fatores de mesoescala (topografia, TSM em maior resolução) o desenvolvimento dos EPIs analisados. Anomalias positivas de TSM na região próxima do litoral induziram mudanças na estabilidade, afetando a atmosfera conforme foi visto nos valores de CAPE e CINE no caso de Angra dos Reis/RJ. Entretanto, anomalias negativas tiveram menor impacto no caso do ES, mas a topografia foi o principal fator nessa região para a ocorrência da chuva intensa. Valores negativos estabilizam a atmosfera, porém os fatores de grande escala foram determinantes neste caso.

De maneira geral, o modelo Eta simulou bem a circulação sinótica e reproduziu os episódios com padrões espaciais comparáveis às Reanálises nos campos dinâmicos e observação no caso da precipitação. Porém, os valores foram subestimados na simulação para ambos os casos. Desta forma, sugere-se que são necessários maiores quantidades de casos com diferentes esquemas físicos e modelos para que tenhamos resultados mais conclusivos sobre os efeitos da TSM no desenvolvimento dos EPIs.

Entretanto, destaca-se que foram apenas dois os casos estudados, portanto os resultados não podem ser considerados conclusivos. Para isto, seria necessário realizar um estudo com um número estatisticamente significativo de casos (diferentes estações, condições e configurações). Contudo, por limitações computacionais de espaço e de tempo não foram realizados mais experimentos. No entanto, sugere-se a realização e/ou caracterização de mais eventos seguindo a metodologia proposta nos capítulos prévios para uma análise mais detalhada dos problemas e possíveis soluções na simulação desses eventos. Vale lembrar que este trabalho não teve como objetivo corrigir e/ou aperfeiçoar as simulações numéricas.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Realizaram-se estudos observacionais de precipitação intensa no Sudeste do Brasil (SEB) em três etapas: primeiramente, analisaram-se as características anômalas em escala sinótica das diferenças entre eventos de precipitação intensa (EPI) e eventos de precipitação normal (EPN) causados por Sistemas Frontais (SF) ou Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Posteriormente, especialmente para o mês de março, estas características anômalas dos eventos de precipitação intensa e eventos de precipitação normal para os casos de ZCAS foram investigadas. E, por último os eventos de precipitação intensa e eventos de precipitação normal nas duas diferentes situações atmosféricas foram correlacionados com as anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul.

A Técnica dos Quantis foi utilizada para identificar os episódios. Um evento foi considerado intenso quando $Q \geq 0,99$ era encontrado nos dados diários de chuva, ao passo que um episódio foi dado como normal quando esteve em torno da mediana ($0,45 \leq Q \leq 0,55$). Apenas foram considerados os eventos que tivessem registrado precipitação intensa em ≥ 10 estações meteorológicas. Em seguida, os episódios foram separados com relação ao tipo de sistema atmosférico responsável pelas suas ocorrências. Isto foi possível observando uma característica peculiar dos dois sistemas: a duração da nebulosidade sobre o SEB. Para se conseguir isto de maneira objetiva foram confeccionadas correlações espaciais de radiação de onda longa (ROL) entre o dia do evento (D0) e dois dias precedentes (D-2) e subsequentes (D+2) ao evento no domínio espacial de $0^\circ - 40^\circ S$ e $30^\circ W - 70^\circ W$, que abrangeu o SEB. Assim, um evento de precipitação normal ou intenso foi considerado ser causado por ZCAS se a seguinte condição fosse satisfeita: $[r_{ROL}(D0, D - 2) + r_{ROL}(D0, D + 2)]/2 \geq 0,35$. O restante dos casos que não atenderam à condição foi considerado ser causado por SF. Posteriormente, campos da anomalia da composição foram confeccionados para variáveis meteorológicas nos níveis atmosféricos de 850, 500 e 200 hPa oriundas do

NCEP/NCAR, a fim de se obter as características anômalas em escala sinótica dos eventos associados a SF ou ZCAS.

Para as situações de SF foram encontrados 1089 eventos de precipitação normal e 83 episódios intensos, enquanto que para os casos de ZCAS foram obtidos 892 eventos de precipitação normal e 74 eventos intensos nos 45 verões austrais entre 1960 e 2005. Isto nos mostrou que, na categoria de SF, apesar de no total ter havido maior quantidade de eventos fosse ele normal ou intenso, os eventos de precipitação intensa apresentaram pequena diferença em ambas as categorias. A ocorrência de eventos de precipitação normal se deu em maior número nos casos de SF, porque são mais frequentes no verão, quando comparados à ZCAS. A variabilidade interanual da precipitação encontrada na estação chuvosa possivelmente esteve associada ao fenômeno El Niño. Por outro lado, quando a variabilidade interanual foi estendida para escala decenal, notou-se uma relação com a Oscilação Decenal do Pacífico.

A evolução das características anômalas, em escala sinótica, associada aos SF mostrou que:

a) EPN

- No D-1 formou-se uma baixa anômala fraca (0,5 hPa) sobre o Sudeste, Sul e Centro do Brasil. No D-2 foi observada pouca atividade convectiva associada à esta baixa com anomalias de ROL da ordem de -5 W/m^2 . Em médios níveis, formou-se um ciclone anômalo que afetou o litoral do SEB com fraca intensidade (-5 m de altura geopotencial). Foram observados movimentos verticais de fraca intensidade da ordem de $-1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$. Nestes dois dias anteriores ao evento a situação sinótica se completou com convergência de umidade da ordem de $0,51 \text{ kg/s}$.
- No D0 a baixa anômala teve sua intensidade duplicada que predominou desde o litoral do RJ até oceano adentro. Entretanto, a atividade convectiva quadruplicou (-20 W/m^2), sobre o centro, Sudeste e parte do Nordeste do Brasil. Em 500 hPa, o ciclone anômalo intensificou para -10 m . Houve intensificação do anticiclone anômalo na retaguarda do ciclone e os movimentos ascendentes relacionados apresentaram valor duplicado quando comparado com o D-2. A convergência de

umidade intensificou-se, sendo 43% maior em relação aos dois dias que antecederam o evento.

b) EPI

- No D-2 desenvolveu-se uma baixa anômala já com intensidade proeminente de núcleo de -1 hPa, com sua área de abrangência envolvendo, principalmente, o Sul e Sudeste do Brasil. Grande parte do Brasil foi tomado por significativa atividade convectiva com núcleo de anomalia de ROL de -20 W/m^2 . Ressalta-se que este valor foi encontrado nos eventos de precipitação normal no D0. Na média troposfera, destacou-se a presença do anticiclone anômalo no sul da Argentina com núcleo de 30 m, ao passo que sobre o SEB dominou um ciclone anômalo de intensidade de -5 m. Nestes dois dias que antecederam o evento foram notados movimentos ascendentes de $-3 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ sobre a região em análise, isto significa três vezes o valor encontrado no D-2 dos eventos de precipitação normal. A convergência de umidade teve valor próximo ao encontrado no D0 dos eventos de precipitação normal, isto é, 0.71 kg/s.
- No D0 a baixa anômala se intensificou para -2 hPa sobre o SEB, assim como o anticiclone anômalo imediatamente ao sul. Sobre o SEB a anomalia de ROL atingiu -40 W/m^2 , o dobro de dois dias atrás. Além disso, a inibição da convecção ao sul da região alcançou 15 W/m^2 . Em médios níveis, o fato que mais salientou foi a dominância do anticiclone anômalo orientado na direção noroeste-sudeste e localizado ao sul de 20°S , sendo sua intensidade duplicada em dois dias passando de 30 m para 65 m. O ciclone anômalo situado no SEB também intensificou-se em cinco vezes o valor encontrado no D-2. Fortes movimentos verticais foram observados no dia do evento com seus valores duplicados, $-7 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$, quando comparados com dois dias anteriores. A umidade que adentrou o SEB foi aumentada em 46% com o passar do tempo.

A evolução das características anômalas, em escala sinótica, associada à ZCAS mostrou que:

a) EPN

- No D-2 o sistema de baixa foi mais intenso que o nos casos de SFs com valor de -5 hPa que cobria o Sudeste, Centro e Sul do Brasil. Associada a esta baixa, neste dia, já havia convecção intensa (-15 W/m^2), quando comparada aos SFs que apresentaram apenas -5 W/m^2 . Em baixos níveis, grande parte do Brasil foi afetada por uma circulação ciclônica anômala, apresentando ventos de oeste de 2m/s sobre o Sudeste. No norte do SEB tiveram ventos de noroeste. Na região de saída do Jato de Baixos Níveis existiram ventos anômalos de sul, indicativo de que o fluxo associado ao sistema foi direcionado para o SEB. Na média troposfera teve um ciclone anômalo fraco sobre o SEB. O anticiclone anômalo posicionado ao sul do ciclone mostrou-se mais proeminente com núcleo de 25 m. O valor de omega sobre o SEB foi de $-2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$. A região em análise teve valor de convergência de umidade de 0,62 kg/s, 22% maior que no caso de SF. Em altos níveis os ventos foram majoritariamente de oeste.
- No D0 o núcleo da baixa pressão anômala atingiu os Estados de MG, RJ, ES com sua intensidade duplicada (-1 hPa) desde D-2. O núcleo de máxima atividade convectiva sobre o SEB duplicou seu valor de dois dias atrás, assim como a área de inibição da convecção logo ao sul. Em 850 hPa, observou-se uma circulação ciclônica anômala intensa que ocupou as regiões Sul e Sudeste e Centro-Oeste. Em 500 hPa o ciclone anômalo observado há dois dias atrás teve sua intensidade duplicada, entretanto o anticiclone na sua retaguarda permaneceu com a mesma intensidade do D-2. Os movimentos verticais aumentaram ligeiramente sobre o SEB. Um aumento de 14%, desde o D-2 até o D0, foi verificado na convergência de umidade.

b) EPI

- No D-2 houve uma grande área do Brasil tomada por uma baixa anômala com núcleo de -2.5 hPa sobre o SEB. Em associação a esta baixa, forte atividade

convectiva tomou conta do Brasil, com núcleo sobre a localidade em análise de -35 W/m^2 . Os ventos em 850 hPa mostraram uma circulação ciclônica anômala intensificada com direção de oeste/noroeste sobre o SEB. Em médios níveis, o anticiclone anômalo que se localizou no sul da Argentina tem intensidade mais pronunciada (35 m) que o ciclone que afetou o SEB (-10 m). Praticamente todo o Brasil esteve tomado com movimentos ascendentes, sendo que sobre o SEB o valor era $-3 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$. Se comparamos com os SFs a diferença está na extensão da área de abrangência. A convergência de umidade aumentou em aproximadamente 47% dos eventos de precipitação normal para os eventos de precipitação intensa. Em altos níveis uma circulação anticiclônica anômala ocupou o Brasil, sendo que o litoral foi tomado por ventos de sudoeste, que ao alcançarem o litoral do Nordeste configuraram um ciclone anômalo.

- No dia da ocorrência do evento (D0) a baixa pressão anômala esteve com a mesma intensidade de dois dias atrás, contudo apresentou área mais extensa. A atividade convectiva se apresentou a mais intensa de todos os outros campos de ROL vistos anteriormente com núcleo de -45 W/m^2 sobre o SEB. A área de supressão da atividade convectiva ao sul da banda de convecção se intensificou em cinco vezes o valor do D-2. A configuração dos ventos é a mesma de dois dias antes do evento, contudo com maior intensidade. Tanto o ciclone quanto o anticiclone anômalos descritos no D-2 tiveram sua intensidade aumentada, principalmente o ciclone que passou de -10 m no D-2 para -25 m . A intensidade dos movimentos verticais foram quase triplicadas. A convergência de umidade foi aumentada desde dois dias atrás em torno de 31%. Em altos níveis, a circulação ciclônica foi dividida em dois núcleos, um sobre o Nordeste e o outro no Sul do Brasil.

Os valores relacionados com a intensidade das variáveis no decorrer do tempo estão sumarizados na tabela a seguir.

Tabela 7.1 – Diferenças entre os eventos de precipitação normal e eventos de precipitação intensa em termos do núcleo de intensidade da anomalia da composição para as variáveis analisadas. Os valores azuis referem-se ao Sudeste do Brasil, enquanto que os valores vermelhos referem-se às localidades ao sul de 20°S.

| Variáveis/Dias | SF (NDJFM) | | | | ZCAS (NDJFM) | | | |
|---------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| | EPN (1089) | | EPI (83) | | EPN (892) | | EPI (74) | |
| | D-2 | D0 | D-2 | D0 | D-2 | D0 | D-2 | D0 |
| ROL (W/m²) | -5,0 <0,5 | -20,0 5,0 | -20,0 <0,5 | -40,0 15,0 | -15,0 5,0 | -25,0 10,0 | -35,0 5,0 | -45,0 25,0 |
| PNM (hPa) | <-0,5 <0,5 | -1,0 <0,5 | -1,0 0,5 | -2,0 1,0 | -0,5 <0,5 | -1,0 <0,5 | -2,5 1,0 | -2,5 1,5 |
| HGT (m) | -5,0 5,0 | -15,0 10,0 | -5,0 30,0 | -25,0 65,0 | -5,0 25,0 | -10,0 25,0 | -10,0 35,0 | -25,0 40,0 |
| □ (10⁻² Pa/s) | -1,0 | -2,0 | -3,0 | -7,0 | -2,0 | -3,0 | -3,0 | -8,0 |
| Q (kg/s) | 0,51 | 0,73 | 0,71 | 1,04 | 0,62 | 0,71 | 0,91 | 1,19 |

O mês de março foi especialmente estudado, porque mesmo fazendo parte da estação do outono, ainda sofre influência da estação anterior, quando nesta época do ano ainda ocorrem eventos de precipitação intensa com severidade. O assunto merece atenção, pois a Secretaria Municipal de Conservação e Serviços Públicos (Seconserva) iniciou no dia 01 de março de 2010 a operação "Águas de março", que teve como objetivo melhorar as condições de drenagem no período de chuvas intensas durante o mês no Rio de Janeiro. No dia 06 de março de 2010, em cinco horas, o acumulado de chuva que caiu no município do Rio de Janeiro (126,8 mm) foi o mesmo volume registrado em todo o mês de março do ano passado na cidade. Uma vez que o solo já recebeu água de toda a chuva que precipitou no verão, neste mês o solo torna-se ainda mais susceptível a desmoronamentos de terra, por estar altamente encharcado. Num ambiente sinótico, este mês com relação aos eventos de precipitação intensa associados à ZCAS, diferenciou-se

do restante dos meses (NDJF), por ter apresentado um anticiclone anômalo ao sul de 30°S deslocado para o oceano Atlântico, com núcleo de 125 m, circulação ciclônica em baixos níveis, ventos de sul associados ao enfraquecimento do JBN, assim direcionou umidade para o SEB, além da alta convergência de umidade sobre a região oriunda, principalmente, do oceano Atlântico.

Os eventos de precipitação normal estiveram associados, em todo o domínio de estudo, com anomalias negativas de TSM nas situações de SF, sendo que próximo ao litoral do SEB estas anomalias foram da ordem de $-0,3^{\circ}\text{C}$ nos três dias analisados. Contudo, nas situações de ZCAS os eventos de precipitação normal apresentaram anomalias negativas menos intensas, isto é, da ordem de $-0,1^{\circ}\text{C}$ no litoral do SEB e anomalias positivas estiveram presentes em toda a extensão do litoral Argentino, Uruguai, nos Estados do Rio Grande do Sul e Paraná. Por outro lado, os eventos de precipitação intensa em casos de ZCAS mostraram um enfraquecimento das anomalias do decorrer dos dias sobre o litoral do SEB, enquanto que ao sul de 30°S estas anomalias se intensificaram com o passar dos dias.

As correlações confirmaram o que foi visto nas análises de anomalias da composição, quando as anomalias negativas de TSM sobre o Atlântico Sul Subtropical e anomalias positivas sobre o Atlântico Sul Extratropical parecem estar associadas ao aumento da precipitação sobre o SEB. Estes resultados concordaram com os trabalhos de vários autores (ROBERTSON e MECHOSO, 2000; VEIGA et al., 2002; CHAVES e NOBRE, 2004), e recentemente, Bombardi (2008) também verificou este padrão de dipolo das anomalias de TSM que estão associados a extremos na precipitação sobre o Sudeste e Sul do Brasil, onde anomalias negativas sobre o Atlântico Sul Subtropical e positivas sobre o Atlântico Sul Extratropical estão associadas a extremos de chuva (seca) sobre o Sudeste (Sul) do Brasil.

O modelo Eta simulou bem a circulação sinótica e reproduziu os episódios com padrões espaciais comparáveis às Reanálises nos campos dinâmicos e observação no caso da precipitação. Porém, os valores foram subestimados na simulação para ambos os casos. Desta forma, sugere-se que são necessários estudos com maior quantidade de casos com

diferentes esquemas físicos e modelos para que tenhamos resultados mais conclusivos sobre os efeitos da TSM no desenvolvimento dos EPIs.

A aplicação da técnica de separação de fatores, para o caso de chuvas intensas em Angra dos Reis/RJ indicou que a topografia e as anomalias de TSM induziram o aumento da precipitação, enquanto no caso de Ibirajú/ES apenas a topografia desempenhou um importante papel na influência do acumulado de chuva. Os testes com diferentes resoluções de TSM mostraram que conforme foi aumentada a resolução os núcleos de precipitação ficaram mais intensos e mais localizados. Nos experimentos sobre as magnitudes das anomalias de TSM observou-se que no caso de Angra dos Reis/RJ quanto maior a intensidade das anomalias positivas, melhor foi a representação da chuva observada. Enquanto que, no caso de Ibirajú/ES quanto maior a intensidade das anomalias negativas, maior foi a intensidade da precipitação observada, contudo a localização da chuva foi deslocada para o oceano.

Desta forma, ressaltamos que, os experimentos numéricos foram analisados para casos isolados, e trata-se de condições atmosféricas particulares a cada evento o que não se pode generalizar para todos os casos de eventos extremos de chuvas.

De uma forma prática, como os resultados e conclusões desta tese podem ajudar nas previsões de eventos de precipitação intensa na região Sudeste do Brasil?

Nesta tese, as diferenças encontradas entre os eventos de precipitação normal e intensa associados à SF e ZCAS no âmbito da escala sinótica, são úteis para os meteorologistas do SEB, que é a região mais populosa e tem a maior base industrial do país. As anomalias de algumas variáveis, como por exemplo, ROL que teve intensidade quadruplicada nos eventos de precipitação intensa quando comparadas aos eventos de precipitação normal. Um anticiclone anômalo localizado ao sul de 30°S esteve sempre presente nos eventos de precipitação intensa, ao passo que foi inexistente nos eventos de precipitação normal. Em baixos níveis os ventos anômalos de sul, denotaram enfraquecimento do JBN, e conseqüentemente, direcionaram seu fluxo com umidade da Amazônia para o SEB. Desta forma, estes são alguns ingredientes importantes para a ocorrência de eventos de precipitação intensa no SEB;

Para fins de previsões de eventos de precipitação intensa aconselha-se usar/assimilar as TSMs em alta resolução espacial para que os modelos regionais consigam prever esses eventos com maior precisão. No CPTEC utiliza-se no modelo regional a TSM em baixa resolução, quando é aconselhável usar a TSM em alta resolução, como por exemplo, 0.25° latitude \times 0.25° longitude para a previsão de tempo destes eventos, principalmente para resoluções de 20 km ou menos.

E, como sugestões para trabalhos futuros:

O problema, aqui abordado, não se resume a uma simples relação linear dos eventos de chuvas intensas com as anomalias de TSM, tanto na escala temporal quanto na espacial. As relações entre estas duas variáveis são resultados de processos altamente não lineares, e então a complexidade do problema. Portanto, sugere-se um estudo mais aprofundado dessas interações que possam produzir um evento extremo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector: surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.

AHRENDT, A.; ZUQUETTE, L. V. Triggering factors of landslides in Campos do Jordão city, Brazil. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 62, n. 3, p. 231–244, 2003.

ALMEIDA, R. A. F.; NOBRE, P.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L18809, DOI:10.1029/2007GL030401, 2007.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005.

ARAUJO, M. A. A.; SANTOS, A. P.; VIOLA, P. E.; ARAUJO, C. M. A. Aspectos sinóticos das chuvas intensas sob a região Sudeste do Brasil - fevereiro de 1988. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5., Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro, SBMet, 1988.

ARMANI, G.; TAVARES, R.; ROCHA, B. N. A influência das brisas marítima e terrestre na gênese das chuvas no transecto Cubatão São Paulo (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 1, p. 105-114, 2005.

BARROS, V. R.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 63, n. 3-4, p. 123-133, 2000.

BERGERON, T. **Studies of the orogenic effects on the areal fine structure of rainfall distribution**. Uppsala: Meteorological Institute Uppsala University, 1968. (Report n. 6.)

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 256-278, 1994.

BLANCO, C. M. R.; MASSAMBANI, OSWALDO. Processos de Intensificação Orográfica da Precipitação na Serra do Mar em São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2000.

BLANCO, C. M. R. **Processos de intensificação orográfica da precipitação na Serra do Mar em São Paulo**. 1999. 202 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1999.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems**. New York: Oxford University Press, 594 p., 1993.

BOMBARDI, R. J. **Variabilidade do regime de monções da América do Sul: o clima presente e projeções para o século XXI**. 2008. 112 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2008.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67-68, p. 73-94, 2003.

BUZZI, A.; TARTAGLIONE, N.; MALGUZZI, P. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist process. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 9, p. 2369-2383, 1998.

CANDIDO, L. A.; GAN, M. A.; MANZI, A. O. Sensibilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) à condição hídrica do solo: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 387-397, 2006.

CANHOLI, A. P. **Drenagem urbana e controle das enchentes**. São Paulo: Oficina de textos, 2005. 304p.

CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L. Identificação de trimestres extremos no regime pluviométrico do Sul e Sudeste do Brasil e relação com anomalias de TSM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 149-162, 2001.

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

———. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul, IN: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, Cap. 6, p. 95-108, 2009.

CASTRO, C. A. C. **Interações trópicos-extratrópicos na escala de tempo intrassazonal durante o verão astral e seus efeitos na América do Sul.** 2002. 162 p. (INPE-16604-TDI/1590). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009.

CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

CASTRO, C. A. C. ; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the SACZ. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 07, Wellington. **Proceedings...** Wellington: AMS, 2003.

CAVALCANTI, I. F. A.; CERQUEIRA, F. A.; ROZANTE, J. R. Caso extremo de precipitação com ocorrência de deslizamento na Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, E. V. Frentes Frias sobre o Brasil, IN: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Ed. Oficina de Textos, Cap. 9, p. 135-146, 2009.

CUNNINGHAM, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. . Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

CHAVES, R. R. **Conexões entre a temperatura da superfície do Oceano Atlântico e a convecção de verão sobre a América do Sul e áreas adjacentes.** 2003. 204 p. (INPE-10426-TDI/923). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2003.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, DOI:10.1029/2003GL018647, 2004.

CHEN, F. K.; JANJIC, Z.; MITCHEL, K. Impact of the atmosphere surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, n. 3, p. 391-421, 1997.

CHIAO, S.; LIN, Y. L.; KAPLAN, L. M. Numerical study of the orographic forcing of heavy precipitation during MAP IOP-2B. **Monthly Weather Review**, v.132, n. 9, p. 2184-2203, 2004.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. Predictability of heavy rainfall events over the Serra do Mar. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON

- SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 08., Foz do Iguaçu (PR), Br. **Proceedings...** 2006. p. 1729-1731. CD-ROM. (INPE-13869-PRE/9050). Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtcm15@80/2006/07.03.13.13>>. Acesso em: 05 ago. 2006.
- CHOU, S. C.; SELUCHI, M.; CAVALCANTI, I. F. A. Simulations of heavy rainfall events over Serra do Mar in Brazil. **Geophysical Research Abstracts**, v. 9, n. 4, 2007.
- COELHO-NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; FERNANDES, M. C.; LACERDA, W. A. Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: the role of morphometric subdivision of the terrain. **Geomorphology**, v. 87, n. 3, p. 120–131, 2007.
- CUNHA, A. E. S.; WASHINGTON, D. C.; MARQUES, V. S. Associação entre variáveis meteorológicas e chuvas intensas no Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5., Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 1988.
- CUADRA, S. V.; da Rocha, R. P. Sensitivity of regional climatic simulation over Southeastern South America to SST specification during austral summer. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 6, p. 793-804, 2007.
- DAVIS, R. E. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 3, p. 249-266, 1976.
- DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, v. 11, n. 2, p. 251-271, 1998.
- DOSWELL, C. A. III; BROOKS H. E.; MADDOX, R. A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560–581, 1996.
- 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, 2002.
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475–1488, 1975.
- FERRAZ, S. E. T; AMBRIZZI, T. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) em dados de precipitação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FERNANDEZ, J. P. R. **Ondas quase-estacionárias no hemisfério sul**: observações e simulações climáticas sobre a América do Sul. 2004. 255 p. (INPE-14475-TDI/1156). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004.

FERNÁNDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 2, p. 243-256, 2006.

———. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part II: a comparison between 1997/1998 El Niño and 1998/1999 La Niña events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 2, p. 257-266, 2006.

FERNÁNDEZ, J. P. R.; PISNITCHENKO, I.; TARASOVA, T. A. Seasonal precipitation prediction over South America with the ETACLIM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

FERNÁNDEZ, J. P. R.; ROCHA, R. P.; MARTINEZ-CASTRO, D.; SILVA-VIDAL, Y. Transferability experiments using two regional climate models. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

FERRIER, B. S.; JIN, Y.; LIN, Y.; BACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of the a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15., 2002, San Antonio, **Proceedings...** San Antonio: American Meteorological Society, 2002. p. 280-283.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South America region with an Eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.

FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L. Desenvolvimento da brisa marítima sob diferentes situações de grande escala: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, Fortaleza. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

GADD, A. J. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, n. 441, p. 569-582, 1978.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

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. 1, p. 47 – 66, 2004.

GARREAUD, R. D; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into Tropical and Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713–2733, 1998.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**. v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998.

GOMES, J. L. **Estrutura dos sistemas precipitantes de verão sobre o Estado de São Paulo**: estudo diagnóstico e numérico. 2009. 182 p. (INPE-16659-TDI/1617). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, 1995.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. Influência de eventos El Niño e La Niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, Fortaleza. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2004.

GRIMM, A. M.; PAL, J.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, n. 24, p. 5929-5945, 2007.

GRIMM, A. M. Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, Cap. 22, p. 353-374, 2009.

GUTMAN, G.; IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 8, p. 1533-1543.

HAAS, R. **Simulações da chuva orográfica associada a um ciclone extratropical, no Litoral Sul do Brasil**. 2002. 202 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2002.

HERDIES, D. L.; DA SILVA, A.; SILVA DIAS, M. A. F.; NIETO FERREIRA, R. 2002: Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. (D20), p. 8075, 2002.

HILL, C.D., 1993: Forecast problems in the Western Region of the National Weather Service: An overview. **Weather and Forecasting**, v. 8, p. 158-165.

HOERLING, M. P.; KUMAR, A. **Understanding and predicting extratropical teleconnections related to ENSO: El Niño and the Southern Oscillation**. Cambridge: University Press, p. 57-88, 2000.

JANJIC, Z. I. The step-mountain coordinates: physical package. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 7, p. 1429-1443, 1990.

———. The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905-914, 2002.

JUNENG, L.; TANGANG, F. T.; REASON, C. J. C. Numerical case study of an extreme rainfall event during 9-11 December 2004 over the east coast of Peninsular Malaysia. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 98, n. 1-2, p. 81-98, 2007.

KAIN, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170-181, 2004.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAN, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-470, 1996.

KLISTER, R. E., and coauthors. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 247-268, 2001.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-835, 1992.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118–133, 1974.

LEBEAUPIN, C.B.; DUCROCQ, V.; GIORDANI, H.. Sensitivity of Mediterranean torrential rain events to the Sea Surface Temperature based on high-resolution numerical forecasts, **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D12110, 2006.

LENTERS, J. D.; COOK, H. K Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988-3005, 1995.

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208-218, 2001.

LIMA K. C.; SATYAMURTY. P; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1-2, 2010.

LYNCH, P.; HUANG, X. Y. Initialization of the HIRLAM model using a digital filter. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 6, p. 1019–1034, 1992.

MADDOX, R. A.; CHAPPELL, C. F.; HOXIT, L. R. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 60, n. 2, p. 115-123, 1979.

MADDOX, R. A.; DOSWELL III, C. A. An examination of jet stream configurations, 500mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 3, p. 184-197, 1982.

MATOS, P. P. O. **Impacto da utilização de dados de temperatura da superfície do mar de alta resolução espacial em um modelo de previsão numérica do tempo**. 2009. 141 p. (INPE-16603-TDI/1589). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2009.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974.

MENDES, L. L. **Simulação numérica de evento extremo de chuvas: um estudo de caso sobre Angra dos Reis - RJ**. 2006. 136 p. (INPE-14599-TDI/1181). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.

MO, K. C.; PAEGLE J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p.1211-1229, 2001.

- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. O. The dynamics of drought in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.
- MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade intrasazonal e interanual de extremos na precipitação sobre o centro-sul da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 29-41, 2006.
- NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the Tropical Atlantic Basin**. 1993. 220 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Maryland at College Park, Maryland, 1993.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 19, p. 2464-2479, 1996.
- NOBRE, P.; MALAGUTTI, M; CHAVES, R. R.; SANCHES, M. B. Modulações da ZCAS pelas Temperaturas da Superfície do Mar no Atlântico Sudoeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., Foz do Iguaçu. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2002.
- NOCKOVIC, S.; MIHAJLOVIC, D.; RAJKOVIC, B. Scientific documentation of the Eta model. **World Meteorological Organization in Press**, Geneva, Switzerland, 1998.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.
- NOGUÉS-PEAGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, p. 837-850, 2000.
- OLIVEIRA, A. S. **Interacoes entre sistemas frontais na America do Sul e a conveccao na Amazonia**. 1986. 134 p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1986.
- PISCIOTTANO, G.; DIAZ, A.; CAZES, G.; MECHOSO, C. R. El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall Uruguay. **Journal of Climate**, v. 7, n. 8, p. 1286-1302, 1994.
- PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, Foz do Iguaçu, **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Ed. Oficina de Textos, Cap. 24, p. 387-405, 2009.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1993.

RAO, V. B; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42. n. 2, p. 81-91, 1990.

RAO, V. B; DE LIMA, M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754-1763, 1993.

RAO, V. B; CAVALCANTI, I. F. A. ; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristic over South America. **Journal of Geophysics Research**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 929-948, 1994.

REYNOLDS, R.W.; RAYNER N.A.; SMITH T.M.; STOKES D.C.; WANG, W. An Improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609-1625. 2002.

REYNOLDS, R.W; SMITH, T. M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; CASEY, K. S.; SCHLAX, M. G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, n. 22, p. 5473–5496, 2007.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2947-2957, 2000.

ROMERO, R; RAMIS, C; ALONSO, S. Numerical simulations of an extreme rainfall event in Catalonia: role of orography and evaporation from the sea. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 539, p. 537-559, 1997.

ROMERO, R., DOSWELL III, C. A. AND RAMIS, C. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 11, p. 3731-3751, 2000.

ROPELEWSKI, C.; HALPERT, M. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987.

ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Influência da condição inicial na simulação do evento de precipitação extrema na Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D17106, DOI:10.1029/2007JD009566, 2008.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. 2002. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. South America: tropics. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (Ed.). **Meteorology of the Southern Hemisphere: meteorology monograph**. Boston. American Meteorological Society, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

SATYAMURTY, P.; GONÇALVES, L. G. G.; MATTOS, L. F.; CALBETE, N. O.; MACHADO, L. H. R. Campos diagnósticos associados ao episódio de chuvas fortes na região da Serra de Mantiqueira do começo do ano 2000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2000.

SATYAMURTY, P.; TEIXEIRA, M. S.; LUCIA, E. M. G. S; SOUSA JR, S. B. Regional circulation differences between a rainy episode and a nonrainy episode in Eastern São Paulo state in march 2006. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 404-416, 2008.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1167-1190, 2000.

SELUCHI, M. E. Padrões sinóticos associados a situação de deslizamentos de encostas na Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 98, n. 1, p. 67-77, 2009.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C., GRAMANI, M. A case study of a winter heavy rainfall over Serra do Mar in Brazil. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, *in press*, 2010,

SILVA DIAS, P. L.; CAPLAN, P.; KOUSKY, V. E. As chuvas intensas de fevereiro de 1988: circulação global e previsibilidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5., Rio de Janeiro. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 1988.

SILVA DIAS, P. L.; MARENGO, J. A. Águas atmosféricas. In: REBOUÇAS, A. C. R.; BRAGA, B.; TUNDIZI, J. G. **Águas doces no Brasil**. São Paulo: Ed. Escrituras, Cap.3, p.75-115, 1999.

SILVA, V. B. An Improved Gridded Historical Daily Precipitation Analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 4, p. 847-861, 2007.

SINGLETON, A. T.; REASON, C. J. C. Numerical simulations of a severe rainfall event over the Eastern Coast of South Africa: sensitivity to sea surface temperature and topography, **Tellus**, v.58A, n.3, p. 355-367, 2006.

SMITH, J. A.; BAECK, M. L.; STEINER, M. Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: the rapid storm of June 27, 1995. **Water Resource Research**, v. 32, n. 10, p. 3099-3113, 1996.

SMITH, R. B. The Influence of Mountains on the Atmosphere. **Advances in Geophysics**, v. 21, p. 87-230, 1979.

SOARES, E. P.; MARTON, E. Relação entre precipitação e deslizamentos de encostas na região de Angra dos Reis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

STEIN, U.; ALPERT, P. Factor separation in numerical simulations. **Journal Atmospheric Science**, v. 50, n. 14, p. 2107-2108, 1993.

STENSRUD, D. J. (2001) Using short-range Ensemble forecasts for Predicting Severe Weather Events. **Atmospheric Research**, v. 56, n. 1-4, p. 3-17, 2001.

TARASOVA, T. A.; FERNÁNDEZ, J. P. R.; PISNICHENKO, I. A.; MARENGO, J. A.; CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J. The impact of new solar radiation parameterization in the Eta model on the simulation of summer climate over South America. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 2, p. 318-333, 2006.

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598-617, 2007.

———. Episódios de chuvas intensas na região Sul do Brasil. Parte I: configurações sinópticas associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., Florianópolis. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

VASCONCELLOS, F. C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil**. 2008. 110 p. (INPE-15226-TDI/1318). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.

VALVERDE RAMIREZ, M. C. **Padroes climaticos dos vortices ciclonicos em altos niveis no nordeste do Brasil**. 1996. 132 p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1996.

VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J.; RAO, V. B. A influência de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

WEISSE, K. A.; BOIS, P. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 4, p. 720-740, 2001.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. New York: Academic Press, 1995.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S. Classificação de anos secos e chuvosos na região Nordeste do Brasil e sua distribuição espacial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3., Belo Horizonte. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 1984.

XAVIER, T. M. B.; SILVA, J. F.; REBELLO, E. R. G. **A técnica dos quantis e suas aplicações em meteorologia, climatologia e hidrologia com ênfase para as regiões brasileiras**. Brasília: Ed. Theasaurus, 140 p., 2002.

YUH-LANG, L.; THURMAN, J. A.; CHIAO, S. **Influence of synoptic and mesoscale environments on heavy orographic rainfall associated with MAP IOP-2Band IOP-8**. Zuerich, Switzerland: The Mesoscale Alpine Programme meeting, 2001.

ZAR, J. H. Significance Testing of the Spearman Rank Correlation Coefficient. **Journal of the American Statistical Association**, v. 67, n. 339, p. 578-580, 1972.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.

ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO

THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY

**Large-scale atmospheric conditions associated with heavy
rainfall episodes in Southeast Brazil**

Kellen Carla Lima
Prakki Satyamurty
Júlio Pablo Reyes Fernández.

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

Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil

Kellen Carla Lima · Prakki Satyamurty ·
Júlio Pablo Reyes Fernández

Received: 23 February 2009 / Accepted: 21 August 2009
© Springer-Verlag 2009

Abstract Heavy rainfall events in austral summer are responsible for almost all the natural disasters in Southeast Brazil. They are mostly associated with two types of atmospheric perturbations: Cold Front (53%) and the South Atlantic Convergence Zone (47%). The important question of what synoptic characteristics distinguish a heavy rainfall event (HRE) from a normal rainfall event (NRE) is addressed in this study. Here, the evolutions of such characteristics are identified through the anomalies with respect to climatology of the composite fields of atmospheric variables. The anomalies associated with HRE are significantly more intense than those associated with NRE in all fundamental atmospheric variables such as outgoing long-wave radiation, sea-level pressure, 500-hPa geopotential, lower and upper tropospheric winds. The moisture flux convergence over Southeast Brazil in the HRE composites is 60% larger than in the NRE composites. The energetics calculations for the HRE that occurred in the beginning of February 1988 strongly suggest that the barotropic instability played an important role in the intensification of the perturbation. These results, especially the intensities of the wind, pressure anomalies, and the moisture convergence are useful for the meteorologists of the Southeast Brazil for forecasting heavy precipitation.

K. C. Lima · P. Satyamurty · J. P. R. Fernández
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos,
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais,
São José dos Campos, São Paulo, Brazil

K. C. Lima (✉)
INPE,
Avenida dos Astronautas, 1758,
12227-010 São José dos Campos, SP, Brazil
e-mail: kellen.lima@cptec.inpe.br

Abbreviations

| | |
|-----------|--|
| CF | Cold front |
| SACZ | South Atlantic convergence zone |
| ANA | Agência Nacional das Águas |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos |
| NRE | Normal rainfall events |
| HRE | Heavy rainfall events |
| SEB | Southeast Brazil |
| SP | São Paulo |
| RJ | Rio de Janeiro |
| MG | Minas Gerais |
| ES | Espírito Santo |
| GNP | Gross national product |
| NDJFM | November, December, January, February, and March |
| NCEP-NCAR | National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research |
| PDO | Pacific decadal oscillation |
| OLR | Outgoing long-wave radiation |
| SLP | Sea-level pressure |
| q | Specific humidity |
| u | Zonal wind component |
| v | Meridional wind component |
| W | Omega |
| Z | Geopotential |
| AZ | Zonal available potential energy |
| AE | Eddy available potential energy |
| KZ | Zonal kinetic energy |
| KE | Eddy kinetic energy |

1 Introduction

Heavy rainfall is arguably the weather-related hazard that is most widespread around the globe. The occurrence of heavy rains, mainly during austral summer, in Southeast Brazil (SEB) causes great impact on the socioeconomic activities of that region (Southeast Brazil comprises of four states, São Paulo (SP), Rio de Janeiro (RJ), Minas Gerais (MG), and Espírito Santo (ES), shown in Fig. 1). Heavy rains cause devastation in urban areas, where the drainage becomes inadequate to accommodate large amounts of sudden rain, and affect the management of freshwater supply to the population. The rural areas can also suffer damages, where loss of crops due to heavy precipitation can cripple the agro-industry. Accurate weather forecasts during heavy precipitation episodes are a necessity. For improving the forecasts, the meteorologist must understand the atmospheric conditions and mechanisms that produce such events.

In SEB during rainy season, 1 December through 31 March, the civil defense organization of Brazil adapts preventive measures and executes contingency plans to minimize the effects of heavy rainfall events. The most frequent consequences, during the summer period are floods, landslides, lightning strokes, windstorms, and hail, causing damages to the essential services like electric power supply, water supply, sanitation, and health care. Ninety one municipal districts were affected by rains leaving 33 dead, 31 wounded and 1982 homeless in the state of São Paulo during the summer season of 2008–2009 (<http://www.defesacivil.sp.gov.br>). Until February 20, 2009, civil defense organization registered 15 deaths caused by heavy rainfall in the state of São Paulo alone. Whereas an understanding of the occurrence of episodes of intense rain is relevant for any given region, it is all the more important for SEB because it is home for a large population (nearly 73 million inhabitants)

and is responsible for 61.5% of the gross national product (GNP) of Brazil (<http://www.ibge.gov.br>).

Heavy precipitations are mainly caused by two important atmospheric perturbations, the Cold Front (CF) incursion and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation, in SEB during austral summer. The atmospheric fronts are zones of strong horizontal thermal gradient accompanied by a marked shift in the wind direction and a significant transition in the moisture field (Bluestein 1993). An observational study of the frequency of frontal systems over South America by Oliveira (1986) showed that the frontal incursions are well spread over all seasons. They are responsible for a large part of the rainfall in northern Argentina, Uruguay, Paraguay, southern, southeastern, southwestern, and central-western Brazil, Bolivia and southern Peru. Their convective activity is very low in austral winter and is high in austral summer.

The SACZ is defined as a zone of enhanced convective activity that is most pronounced during austral summer and is visible on maps of mean precipitation as a band that extends from the Amazon Basin southeastward into the Atlantic, passing over SEB (Nogués-Paegle and Mo 1997). This is one of the three subtropical convergence zones in the Southern Hemisphere (Kodama 1992). The system is responsible for large amounts of rainfall in the states of Rio de Janeiro, northern and eastern São Paulo, southern and western Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, and southern and eastern Mato Grosso in Brazil (Satyamurty et al. 1998). The occurrence of daily extreme precipitation events in the São Paulo state and the spatial features of convective activity in the SACZ were investigated by Carvalho et al. (2002). The results indicated that 35% of extreme precipitation events occurred when convective activity in the SACZ was intense over large parts of tropical South America, which includes São Paulo, but with smaller extension into the Atlantic Ocean.

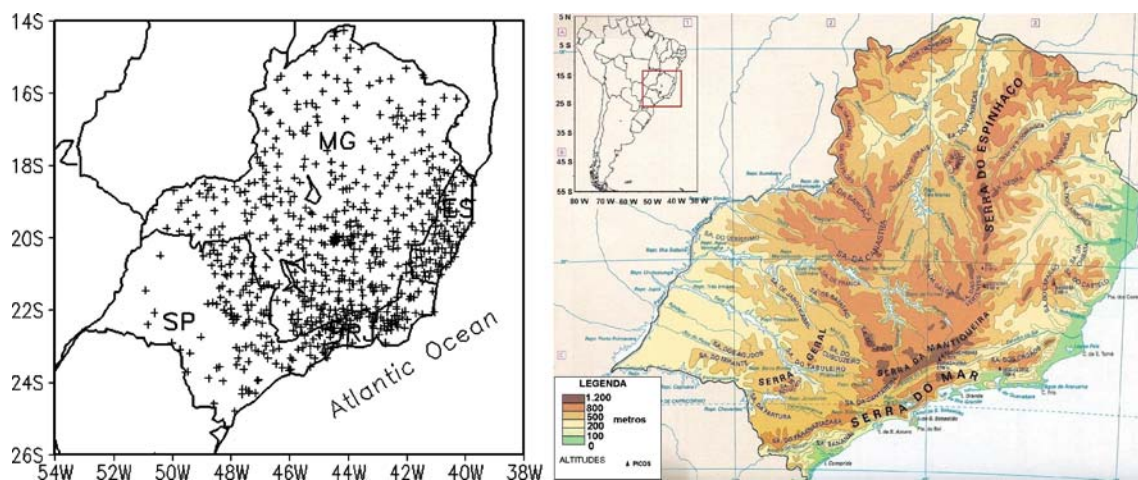


Fig. 1 Rain gage network in SP São Paulo, MG Minas Gerais, RJ Rio de Janeiro and ES Espírito Santo. Topography of the Southeast Brazil (right panel) region and its location within the South American continent (inset)

The synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, in the southeast coastal mountain region in Brazil, during the summer season, were studied by Seluchi and Chou (2009). In the cases associated with both the SACZ and the CF, the composite fields showed that the 250-hPa mass divergence was strikingly more intense than the climatology and had a preferred location in the 24 h prior to landslide events. Anomalies of this 10-year event climatology showed above-normal moisture anomalies, which were more evident in the SACZ than in the frontal cases. Teixeira and Satyamurty (2007) studied the dynamical and synoptic characteristics that distinguish heavy rainfall episodes from nonheavy rainfall episodes in Southern Brazil. The mean flow patterns in the period of 1–3 days preceding the episodes showed some striking synoptic-scale features that may be considered forerunners of these episodes: a deepening mid-tropospheric trough in the eastern South Pacific approaches the continent three days before; a surface low-pressure center forms in northern Argentina 1 day before; a northerly low-level jet develops over Paraguay 2 days before; and a strong moisture flux convergence over southern Brazil becomes prominent 1 day before the episode. However, the features associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil are not yet completely studied.

The objective of this study is to establish the characteristics of the synoptic-scale patterns in the middle and lower troposphere associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil caused by cold frontal incursions and by South Atlantic Convergence Zone formation. These characteristics are compared with the normal rainfall episodes over the region.

The paper is organized as follows: Section 2 explains the datasets and methodology utilized, Section 3 describes the frequencies of heavy precipitation events, and Section 4 presents the synoptic analyses. A case study is shown in Section 5. Finally, the discussion and conclusions of the results are given in Section 6.

2 Data and methodology

2.1 Datasets

The daily rainfall data for the SEB used in this study is obtained from the National Water Agency of Brazil (Agência Nacional das Águas, ANA) and available at the Center for Weather Forecasts and Climate Studies (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC). The data consists of daily precipitation totals for the 45-year period 1960–2005 over SEB. The numbers of rain gage stations in the region of study have increased steadily from around 300 in 1960 to 795 in 2005. The rain gage network

in SEB in 2005 consisted of 85 stations in the state of ES, 86 in RJ, 135 in SP, and 489 in MG and is shown in Fig. 1. However, only 602 stations with 25 years of uninterrupted data are considered in this study. The datasets are considered to be of good quality, because the data has already gone through quality control by ANA. We did not carry out any interpolation to fill missing observations, because this may result in unreliable data, since the rainfall is a discontinuous variable both in space and time. The SEB has its rainy season extending from November through March, NDJFM (Rao and Hada 1990) and, hence, this study is limited only to examine the heavy rainfall events in this season.

In order to study the atmospheric characteristics associated with intense precipitation events daily gridded reanalysis meteorological data from National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmosphere Research (NCEP–NCAR; Kalnay et al. 1996) are utilized. The meteorological variables used are outgoing long-wave radiation (OLR 1976–2005 period), sea-level pressure (SLP), specific humidity and wind components at all the standard levels between 1,000 and 200 hPa (q , u , v), vertical velocity and geopotential height at 500 hPa (W500, Z500) for the 1960–2005 period with horizontal resolution of 2.5° latitude \times 2.5° longitude.

ERA 40 reanalysis dataset with horizontal resolution of 1.125° latitude \times 1.125° longitude for the days January 29 until February 2, 1988 over the domain 140°W – 20°W ; 0° – 40°S is utilized for the synoptic analysis and energetics calculations of a heavy precipitation event.

2.2 Normal and heavy precipitation events

The basic idea of this work is to compare the differences in the structure of the atmospheric perturbations between heavy rainfall events (HRE) and normal rainfall events (NRE). The two types of rainfall events are identified with the aid of quantile or percentile analysis (Wilks 1995) of the daily precipitation series at 602 stations. A HRE is defined as a day when $P \geq q(0.99)$ at 10 or more stations in the whole region, where P is the daily precipitation registered at a given station and $q(r)$ is the value corresponding to $(100 \times r)$ th quantile. That is, only the daily rainfalls in the highest 1% category were considered to identify HRE. This small percentage and the simultaneity of ten stations are used for limiting the study to extreme events. An NRE is defined when ten or more stations report rainfall around their median values: $q(0.45) \geq P \geq q(0.55)$. This narrow band of values is chosen so that the number of NRE during the 45 rainy seasons (NDJFM) in the period 1960–2005 is not enormously large.

2.3 Atmospheric perturbations

First, the NRE and HRE as defined in the last subsection are identified. Then, these events are separated according to the type of the atmospheric perturbation responsible for their occurrence. It is known that during the austral summer the quasi-stationary system dominant on the SEB is the SACZ. Another atmospheric perturbation that is frequent in this period is the CF (Satyamurty et al. 1998). The heavy precipitation events are mostly associated with these two meteorological systems (some events are caused by localized convective systems, but are rare).

Thus, the NRE and HRE cases are separated according to the two types of meteorological systems responsible for the rains, SACZ and CF. The two perturbations are distinct in one aspect: duration. The CF is a transient perturbation and affects the region for a day or two, whereas the SACZ is a quasi-stationary system and stays over SEB for more than three days, on the average. The separation of NRE and HRE into CF and SACZ situations is possible, observing this characteristic. To achieve this objectively, lag spatial correlations of the OLR fields are utilized for the events after 1976. Spatial correlation of the OLR between the day of the event, D0 and D-2, and D0 and D+2 are calculated over the space domain of 0°–40°S and 30°–70°W, that encompasses SEB. Then, the following criterion is used to separate the cases into CF and SACZ. A case of NRE or HRE is considered to be caused by SACZ if the condition below is satisfied:

$$[r_{\text{OLR}}(D0, D-2) + r_{\text{OLR}}(D0, D+2)]/2 \geq 0.35. \quad (1)$$

where: r_{OLR} is the spatial correlation of the OLR fields on the two days in the parentheses. For example, $r_{\text{OLR}}(D0, D-2)$ is the spatial correlation between the OLR fields on D0 and D-2. The rest of the cases is considered to be caused by CF. This threshold correlation value is the mean of the correlation values obtained in all the selected cases. Before 1976, OLR observations were not available and therefore the fields of 500-hPa vertical velocity (W500), instead of OLR, are used for obtaining the spatial correlations. In this case, the threshold value of correlation is 0.25.

Hereafter, the categories of rainfall are NRE and HRE and the situations are CF and SACZ. To confirm the synoptic situation (SACZ or CF) associated with the rainfall events, the *Climanálise Journal* (Revista *Climanálise*) is consulted, for cases after 1986. The Journal includes a description of the major events of the month, especially the occurrences of SACZ and CF, based on the satellite imagery. This bulletin is edited by the Brazilian Institute for Space Research (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE)

since 1986. The agreement between the categorization obtained objectively and the *Climanálise* information found is satisfactory.

Although small-scale and mesoscale atmospheric perturbations are very important for heavy rainfall episodes, we suppose that a favorable synoptic-scale environment is essential for such events. The resolution of the datasets (2.5° latitude × 2.5° longitude) allows us to identify the essential synoptic-scale features.

2.4 Composite charts

After the separation of the NRE and HRE according to the associated atmospheric perturbation, composite anomaly charts of atmospheric variables mentioned in section 2.1 for the day of the episode (D0) and 2 days before the event (D-1) and (D-2) are calculated, in order to identify the dynamical and synoptic features associated with such episodes. Composite anomalies are constructed in the spatial domain of 0°–65°S and 140°–20°W for Z500, and 0°–40°S and 80°–20°W domain for the others variables. A larger domain for Z500 field allows us to verify the propagation and evolution of the mid-tropospheric synoptic waves. The composite anomalies are prepared for the period of NDJFM (rainy season) and for each one of the types of the synoptic situation (CF and SACZ). The composites for D0, D-1 and D-2 are useful for tracking the evolution of the synoptic-scale systems responsible for the NRE or HRE.

The seasonal composite chart of a general variable is obtained in the following manner:

$$\overline{\Phi}(x, y, p, D-n) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \overline{\Phi}(x, y, p, j, D-n) \quad (2)$$

where $\overline{\Phi}$ is the composite variable, (x, y, p) indicates the spatial position in the field, N is the number of cases identified during the season in the period of study, $D-n$ is the n th day preceding the event, where $n=0, 1, 2$ and the suffix j refers to the j th event.

We designate $\Phi_C(x, y, p)$ to represent the climatology of the variable Φ . The composite anomaly is defined as:

$$\overline{\Phi}'(x, y, p, D-n) = \overline{\Phi}(x, y, p, D-n) - \overline{\Phi}_C(x, y, p) \quad (3)$$

The anomalies are tested for statistical significance using the Student t at 90% significance level (Harrison and Larkin 1998). Thus, the anomaly is considered significant if:

$$\frac{\overline{\Phi}' \sqrt{n}}{\sigma} \geq t_{90\%} \quad (4)$$

where: the standard deviation σ at a location (x, y, p) is given by:

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{\Phi}_i - \bar{\Phi})^2}{(N-1)} \right)} \quad (5)$$

where $\bar{\Phi}$ is the anomaly of the composite at (x, y, p) , N is the number of events used, and $t_{90\%}$ is the tabulated value of Student t at 90% significance level.

2.5 Water vapor (H₂O) transport

A rectangular target area between 14°S–26°S and 38°W–54°W, encompassing SEB, is considered for studying the transport of H₂O inward and outward of the area. The vertically and laterally integrated values of H₂O flux across the four walls of the target area are calculated for each HRE and NRE and then composites of both categories are constructed. The composites are constructed for SACZ and CF separately in order to find the differences, if any, between the two types of meteorological perturbations. The mean convergence of H₂O flux over the target area is obtained by adding the inward transports and subtracting the outward transports.

2.6 Energetics

Daily data from ERA 40 model analysis (1.125°×1.125° resolution) were used for the energetic calculations of the heavy rainfall case that occurred on February 1, 1988 over SEB. The zonal and eddy components of atmospheric available potential energy (AZ and AE, respectively) and kinetic energy (KZ and KE, respectively) are obtained for the period January 29 until February 2. The conversion between the various energy forms is given by (AZ–AE), (AE–KE), (KE–KZ), and (AZ–KZ). Mathematical expressions for the components of the energetics are taken from Krishnamurti and Lahouari (1995). Horizontal integrations in the present study are performed over the area bounded by 38.25°W–60.75°W and 14.625°S–25.875°S that roughly contains SEB. The vertical integrations are performed from 1,000 to 100 hPa.

3 Frequency of heavy precipitation events in SEB

Using the methodology and criteria described above, precipitation events during the period 1960–2005 are identified, for the 5-month rainy season considered, i.e., NDJFM. Over SEB, in the 45-year period, 1981 NRE are identified, of which 1,089 (55%) cases are associated with

CF and 892 (45%) are associated with SACZ. In the same period, the number of HRE identified are 157, of which 83 (53%) are associated with CF and 74 (47%) with SACZ. That is, the CF situations are responsible for slightly more rainy and heavy rainy events than the SACZ situations, although the SACZ persists much longer than CF. The reason is the high frequency of CF over SEB, about five per month (Oliveira 1986), compared with only one or two SACZ situations per month.

In the geographical distribution of the HRE (not shown) there are higher concentrations of HRE near the Atlantic coast. This is perhaps partly due to the higher density of stations along the coastal belt. However, this result indicates that the HRE are associated with strong advection of moisture from the Atlantic Ocean. In addition, the area has a complex terrain with the Serra do Mar and the Mantiqueira mountain ranges (see Fig. 1). These topographic features are likely to influence the formation and intensification of stationary convective systems (Smith et al. 1996), which can cause occasional large daily totals of rainfall.

It is interesting to take note of the two extreme values (or highest values) of single-day precipitation registered at any station in SEB by the ANA rain gage network during the 45-year period: 375.2 mm on February 1, 1988 at Angra dos Reis/RJ (23°S–44°W; 6 m) and 308.5 mm on March 6, 1983 at Cananéia/SP (24°S–47°W; 8 m). Possible causes for those high values of rainfall are that 1983 was a strong El Niño year and 1988 was a moderate El Niño year (www.cptec.inpe.br/enos) and that SACZ persisted over RJ in February 1988, with duration of 14 days.

The interannual and monthly variations of the frequencies of HRE are shown in Fig. 2. Figure 2a shows the 5-year running means of HRE frequencies in SEB. The most striking aspect is the interdecadal variability of the HRE frequency over the 45-year period. The precipitation over SEB presents interdecadal oscillations associated with the Pacific decadal oscillation (PDO, Grimm and Canestraro 2003). The period 1979–1989 registered the highest frequency and the period 1974–1976 registered the lowest frequency. In particular, the frequencies were very low around 1975–76 and very high around 1981–82. The former is due to a strong El Niño and the latter is due to a La Niña. Presently, the frequencies are showing a rising trend since the year 1999. Great floods and higher-than-normal temperatures in SEB are often results of the El Niño phenomenon (Silva Dias and Marengo 1999).

The monthly distribution of the HRE (Fig. 2b) shows an increase in the frequency from November through January that is, peaking in the middle of the rainy season. In March, there is a small rise in the frequency compared to February, although the monthly rainfall climatology decreases. That

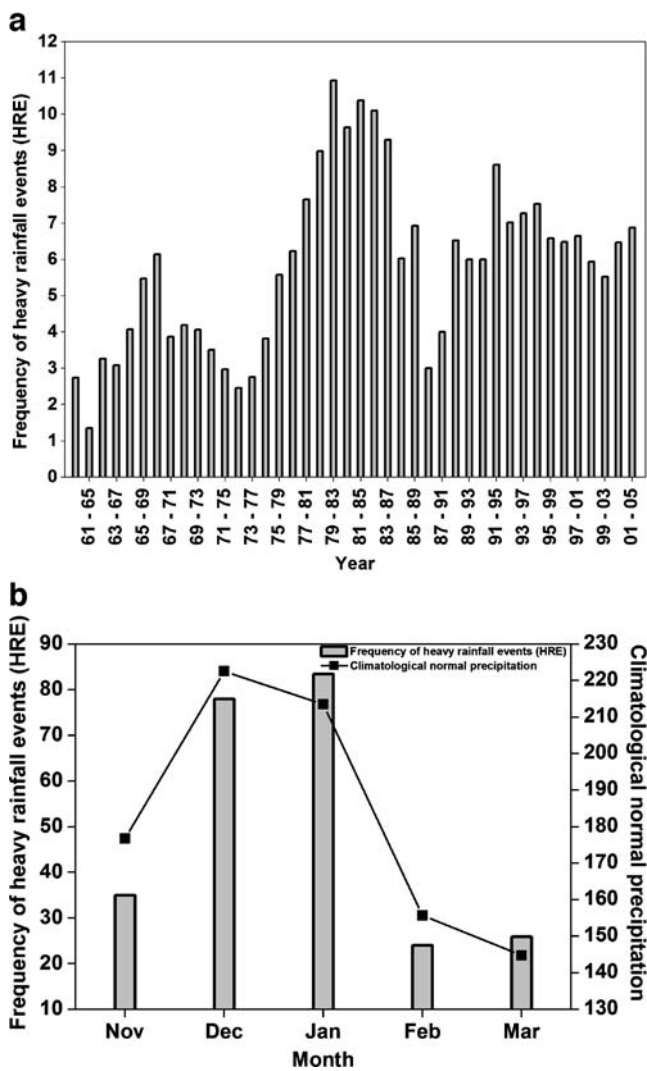


Fig. 2 **a** Interannual distribution of the number of heavy rainfall events per year. **b** Monthly distribution of heavy rainfall events, in Southeast Brazil during the season November through March for the period 1960 to 2005. The continuous line in panel (b) is climatological monthly rainfall (mm)

is, the March rains in SEB are more concentrated in heavy rainfall events, and these rains are known in the state of São Paulo as “waters of March” (*águas de Março*).

4 Large-scale atmospheric features associated with NRE and HRE

The fields of the composite anomalies of OLR associated with HREs for both the CF and the SACZ situations are prepared for the period 1976–2005 (we must remember that the OLR datasets are available only since 1976). They (not given here) show large bands of negative anomalies of the order of -40 and -45 W m^{-2} , for CF and SACZ respectively, while for the NREs the values are -20 and

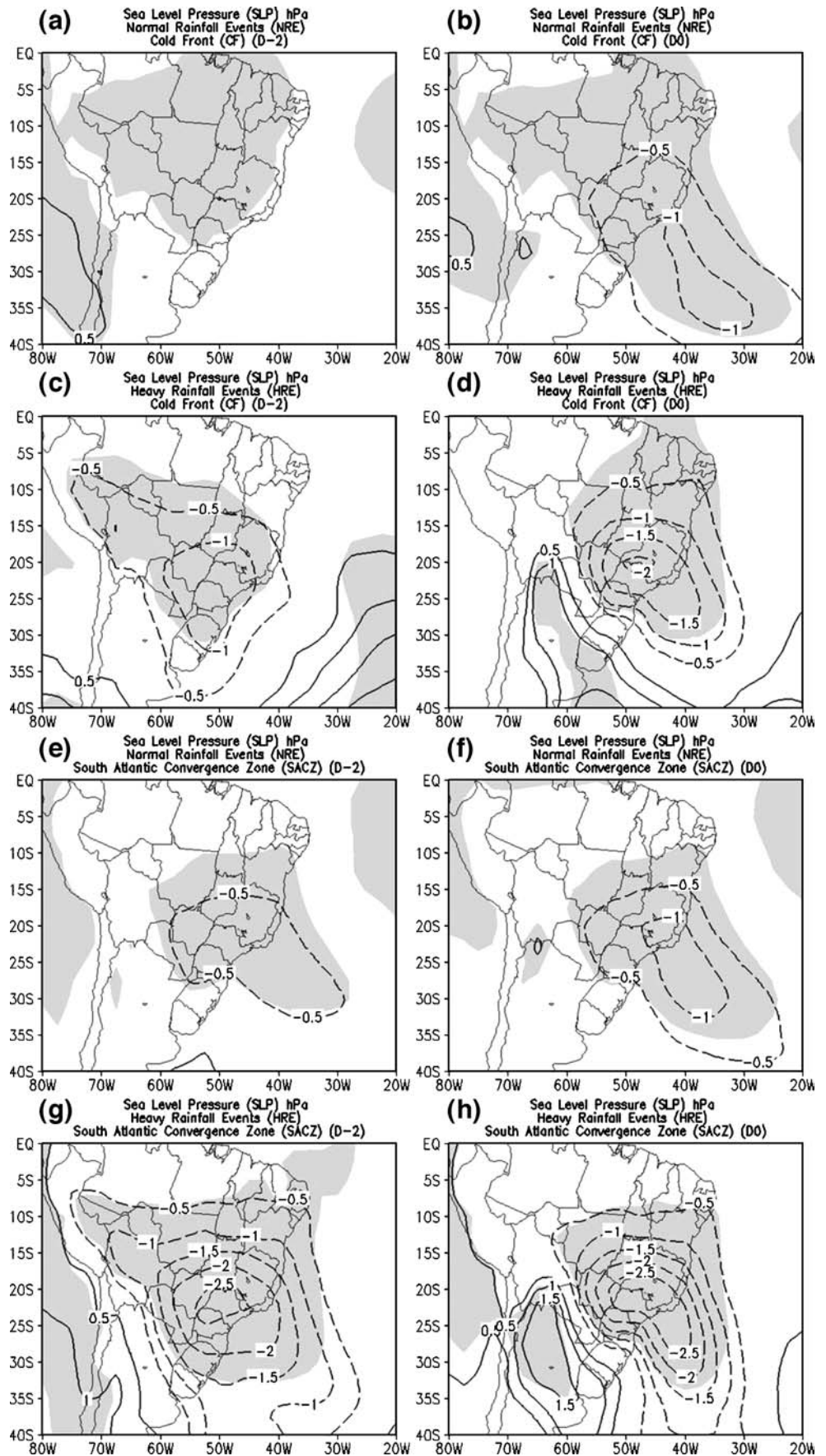
-25 W m^{-2} over SEB. These fields permit us to reaffirm the fact that OLR anomaly really serves as a proxy for rainfall over SEB, especially so for the very heavy rainfall situations. The negative anomaly in the NRE composites intensifies from -5 W m^{-2} on D-2 to -25 W m^{-2} on D0, whereas in the situation of HRE associated with SACZ the value is -35 W m^{-2} even on D-2. Another important feature is that there is a strong positive anomaly of OLR ($+25 \text{ W m}^{-2}$) on D0 over southern Brazil and northern Argentina, south of the SACZ, indicative of dry air mass.

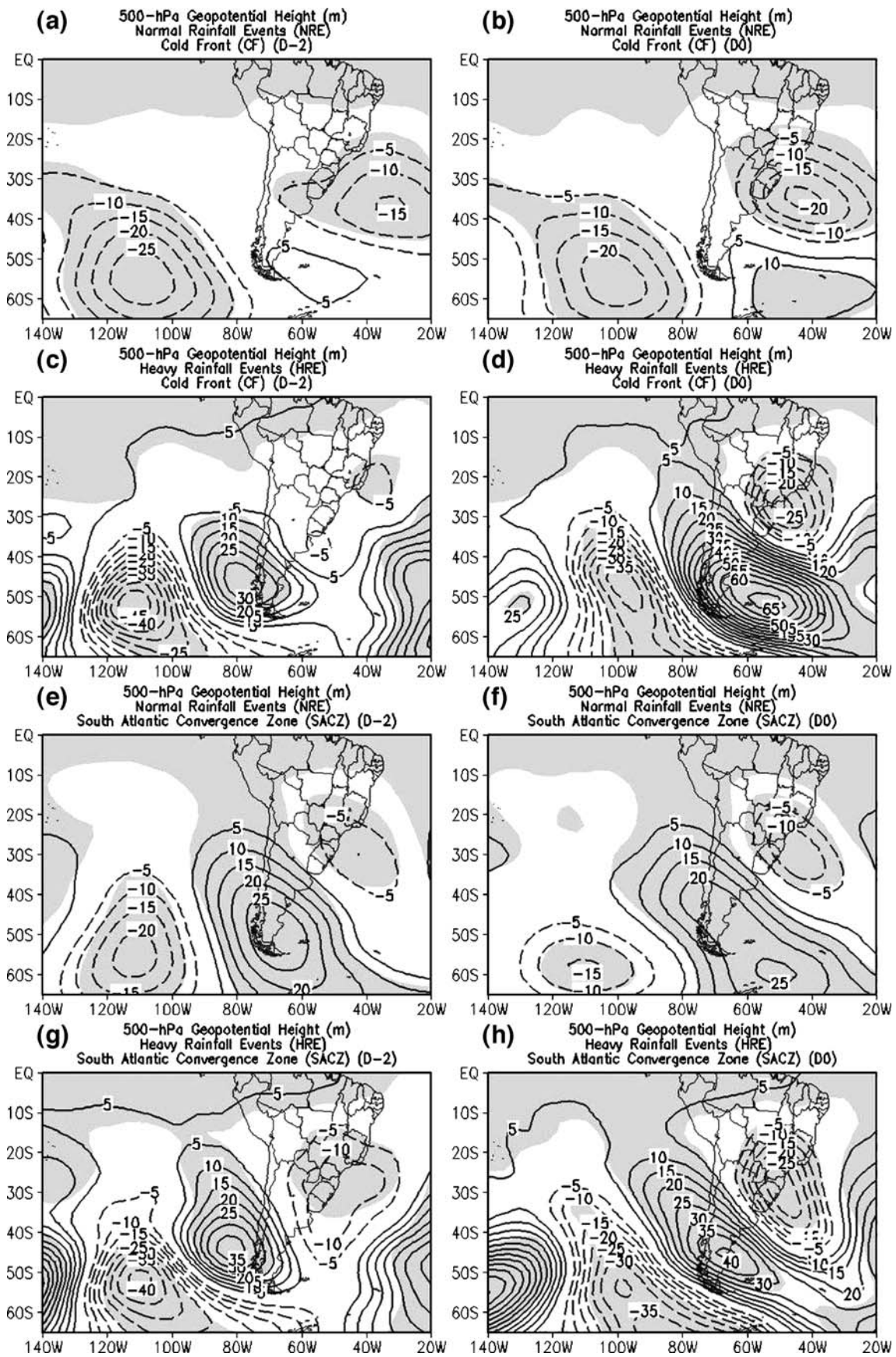
The sea-level pressure (SLP) composite anomalies for NRE and HRE for the CF and SACZ situations on days D0 and D-2 are shown in Fig. 3. For NRE situation the SLP anomaly is very small whereas in the HRE the average negative anomaly over SEB is of the order of 2.0 to 2.5 hPa on D0. The difference between the NRE and HRE composites are very striking. The HRE composites associated SACZ and CF show one obvious difference. In the case of CF, the low-pressure anomaly on D-2 is weak and intensifies to double its value on D0. In the case of SACZ, the intensity of the low-pressure anomaly over SEB is almost the same on both D-2 and D0. In both the cases, a high-pressure anomaly south of SEB, indicative of cold air mass over Argentina, builds from D-2 to D0.

The fields of 500-hPa geopotential height anomaly composites are presented in Fig. 4. In the NRE, the negative height anomalies over SEB are of the order -10 m . The high-pressure center south of SEB presents strong positive anomalies of the order of 40 m over Argentina on D0. Both the negative and positive anomalies of the height field intensify from D-2 to D0. In the HRE composites, we find a well-defined wave train in the South Pacific and over the South American continent, with a strong ridge over Argentina and a strong trough or a low over SEB. The troughs and ridges in the wave train have northwest-southeast orientation. The height anomalies are somewhat stronger in the case of CF compared to SACZ situation. The eastward propagation of the high-pressure anomaly center is somewhat slower in the SACZ situations (15° longitude in 2 days) than in CF situation (26° in 2 days). This is due to the quasi-stationary nature of the SACZ. These positive and negative anomalies of geopotential over South America suggest a blocking pattern of circulation (Seluchi and Chou 2009) in the SACZ case, which are characterized by a persistent high-pressure center that impedes the propagation of transient systems. The large difference found in the intensity of the anomalies between NRE and HRE is useful for the identification of severe events.

The 500-hPa vertical velocity composite anomaly fields (no shown), in both the situations, there are significant differences between NRE and HRE. In the case of NRE, the upward motion (negative W500) with an average of

Fig. 3 Sea-level pressure composite anomaly, negative (*dashed lines*) and positive (*continuous lines*), for (a–d) Cold Front and (e–h) South Atlantic Convergence Zone situations over Southeast Brazil for D–2 and D0. Contour interval is 0.5 hPa. Panels (a, b, e, f) are for normal rainfall events and (c, d, g, h) for heavy rainfall events. *Shaded areas* are significant at 90% level





◀ **Fig. 4** Same as in Fig. 3, but for 500-hPa geopotential height. Contour interval is 5 m

-3 Pa s^{-1} is quite weaker than -8 Pa s^{-1} for the HRE. The reason why the upward motion anomalies in the SACZ composites are stronger than in CF situation, both in NRE and HRE, could be as follows: the frontal situation is transient, and so is the horizontal locations of the maxima and minima in the vertical motion fields, and the compositing process smooths its intensity. In the case of SACZ situation, the smoothing is less because SACZ is a quasi-stationary situation. The upward motion area extends northward over the continent into Northeast Brazil in all the situations.

The wind anomaly composites for the events associated with SACZ are presented in Fig. 5. It is interesting to verify that the lower tropospheric cyclonic vortex with the center over SEB is several times stronger in the case of HRE (second row) compared to the NRE situation (first row). The southerly wind anomalies over southern Brazil, Paraguay, eastern Bolivia, and central-western Brazil are very strong (of the order of 10 m s^{-1}) indicating that the South American low-level-jet (LLJ) is completely weakened in the HRE. It is known that the LLJ east of the Andes becomes either weak or absent in the SACZ situations (Herdies et al. 2002). In the HRE, this characteristic becomes more evident and must serve as a good indicator of heavy rains over SEB. When the LLJ is strong, the moisture is transported to southern Brazil and Argentina, and when the jet is weak or absent, the moisture from the Atlantic and southern Amazon region converges over SEB.

The upper tropospheric wind anomalies also show stronger circulation centers in HRE composites than in NRE composites. The presence of a closed upper tropospheric vortex off the Northeast Brazil coast and the ridge over SEB are very conspicuous. This indicates that the air mass over SEB is warm and so the cyclone in the lower levels weakens with height and becomes a ridge at 200 hPa level. The upper wind anomalies around Bolivia show anticyclonic circulation and therefore the Bolivian High (Satyamurty et al. 1998) in the HRE associated with SACZ is slightly stronger than normal, indicating that the convective activity over the subtropics and tropics of the continent is stronger. A cyclonic center gradually intensifies from D-2 to D0 in the middle latitudes with zonally oriented subtropical jet intensification around 20°S over South America. This shows that the cold air mass south of the SACZ becomes colder, thus intensifying the upper cyclone. A huge ridge to the north of the cyclone near the east coast of Brazil around 20°S and an upper cyclone in the equatorial South Atlantic off the Northeast Brazil coast remain quasi-stationary. The ridge and the Northeast cyclone are part of the SACZ structure (Kodama 1992).

The anomalies in the NRE also look similar to the HRE with one exception: the anomalous cyclones and the ridge are less intense in this case (compare the sizes of the wind vectors). One difference between the HRE in the CF (not shown) and SACZ situations is the eastward movement of the extratropical upper cyclone in the case of CF.

Figure 6 presents composites of the vertically integrated water vapor transport into the SEB region. In general, the transport of water vapor is more expressive across the eastern boundary, that is, from the Atlantic into the SEB region. In the situation of NRE, the flux convergence is about $7 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ whereas in the HRE the convergence exceeds $10 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$. The SACZ situation presents slightly more convergence than in the CF situation. This difference is due to widespread rains in SACZ situations compared to narrow-banded rain in the CF situation. We can also observe that the convergence increases from around $9 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ on D-2 to $12 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ on D0 in the SACZ situation. The moisture convergence in HRE associated with SACZ is 60 % larger than NRE. This is yet another indicator of heavy rainfall possibility.

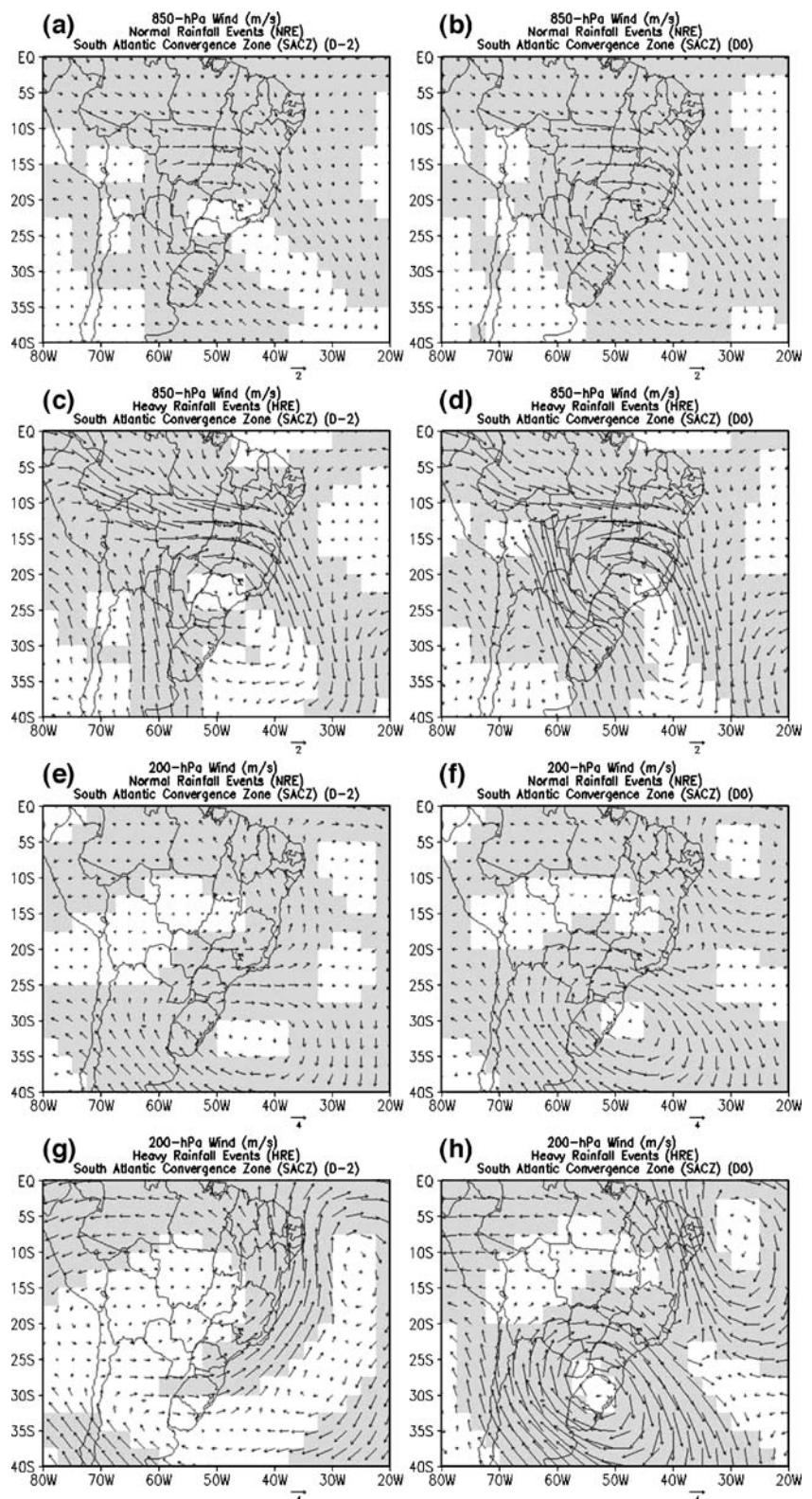
5 A case study

5.1 Synoptic situation

The composite fields express the mean conditions and patterns of the atmospheric anomaly fields. Due to the differences in the individual cases that are used to obtain the composites, the averaging procedure smooths the fields, reducing the intensity of the features such as pressure centers, cyclonic and anticyclonic circulations, and divergence. Therefore, to fully appreciate the intensity of the anomaly fields in the events of heavy rainfall, it is profitable to look into at least one individual case. Thus, we present some anomaly fields observed in the case of February 1, 1988 HRE mentioned in Section 3, in Fig. 7. We recall that, on this day, the rainfall at Angra dos Reis/RJ (23°S – 44°W ; 6 m) amounted to 375.2 mm.

The top two panels (Fig. 7a and b) show the observed rainfall total in the period from 09:00 LT on 31 January to 09:00 LT on 2 February 1988. The Revista Climanálise categorized the situation as SACZ. Here, we can see that the major rainfall band runs northwestward from Southeast Brazil. Panel (b) is a zoom of panel (a). Over the Rio de Janeiro state, the rainfall was very heavy. The IR satellite cloud picture on 1 February 21:00 UTC is shown in panel (c) in which we can see the convective area with a northwest to southeast orientation from the Amazon basin to Southeast Brazil. The lower tropospheric wind anomaly (panel d) shows a confluence line running from the ocean into the continent over Southeast Brazil. The 500-hPa

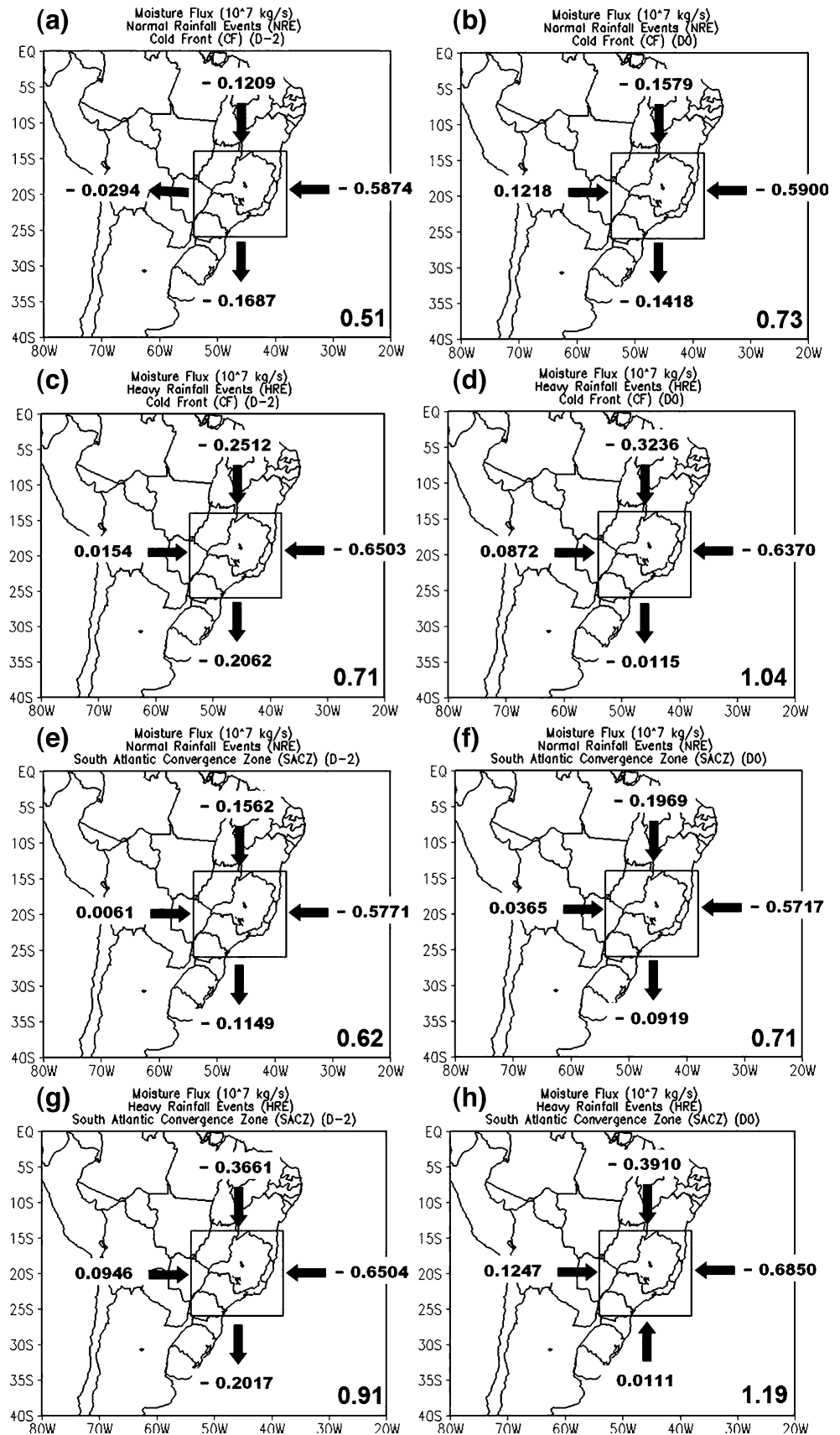
Fig. 5 Wind composite anomaly a–d 850 hPa and (e–h) 200 hPa in South Atlantic Convergence Zone situations over Southeast Brazil for D–2 and D0. Vector size for 850 hPa is 2 m s^{-1} and for 200 hPa is 4 m s^{-1} . Panels (a, b, e, f) are for normal rainfall events and (c, d, g, h) for heavy rainfall events. Shaded areas are significant at 90% level



geopotential anomaly presented in panel (e) shows a trough extending into southern Brazil from the Atlantic Ocean. The value of the height anomaly over SEB is -200 m , and is an order of magnitude larger than in the composites. The

sea-level pressure anomaly (not presented) shows a trough over the Southeastern Brazil. That is, the trough is inclined in the vertical to the south indicating a strong cold air mass south of the SEB. The vertical velocity negative anomaly

Fig. 6 Vertically integrated moisture flux composites across the lateral boundaries of the box around Southeast Brazil, for (a–d) Cold Front and (e–h) South Atlantic Convergence Zone situations for D–2 and D0. Panels (a, b, e, f) are for normal rainfall events and (c, d, g, h) for heavy rainfall events. Number in the bottom right corner of a panel is moisture flux convergence over the rectangular area. Units are 10^9 kg s^{-1}



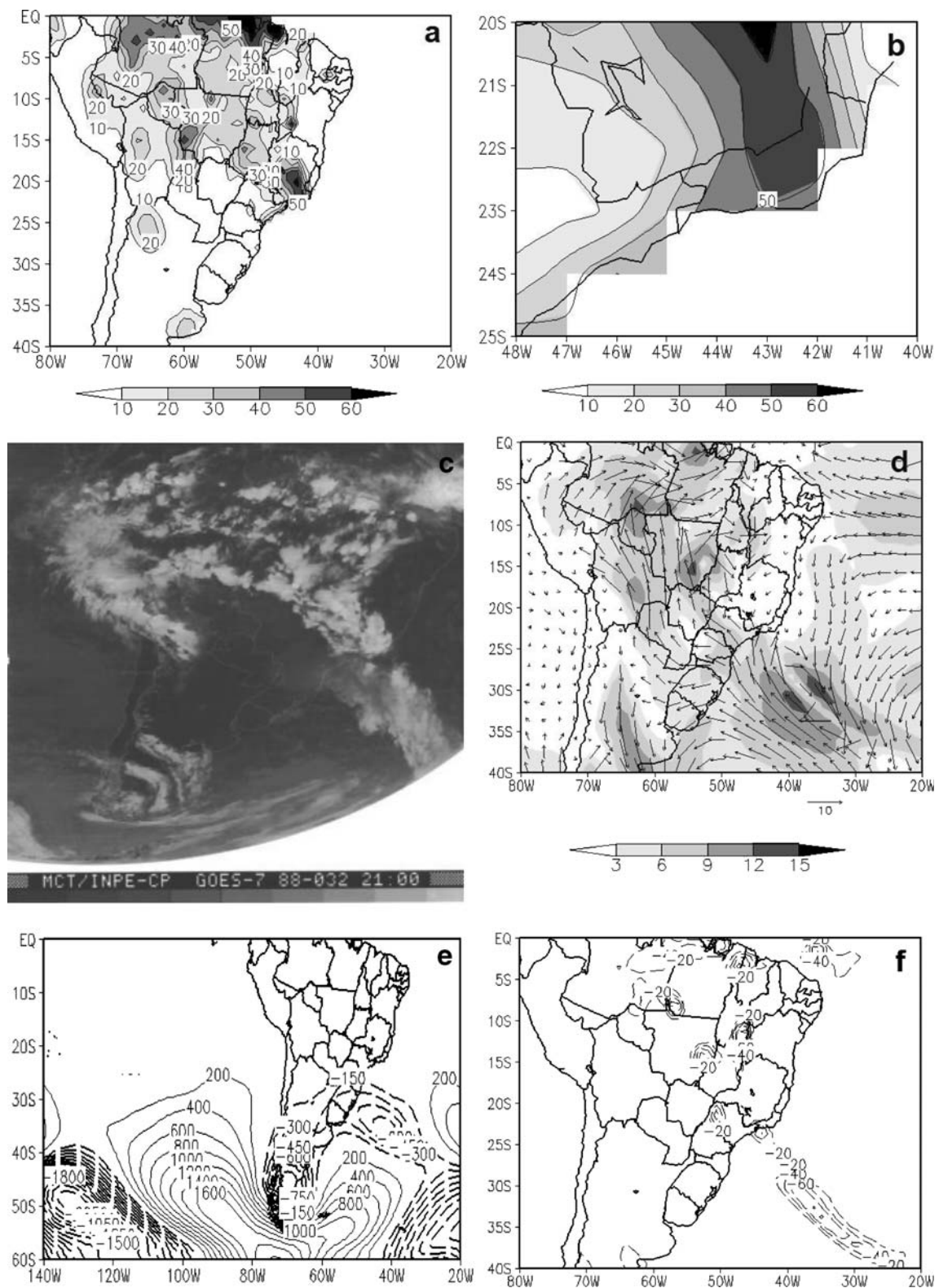


Fig. 7 Results of a case study. **a** Accumulated precipitation in the period January 31 until February 2, 1988 over South America (mm). **b** Zoom of the precipitation over and around the state of Rio de Janeiro.

c IR satellite imagery at 21:00 UTC on 01 February. **d** Outgoing long-wave radiation anomaly (W m^{-2}); **e** 500-hPa geopotential height (m) anomaly, **f** 850-hPa vector wind anomaly (m s^{-1})

(panel f), with values of up to $-60 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$, extend well into South Atlantic Ocean which is characteristic of SACZ.

5.2 Energetics

The evolution of various components of the atmospheric energetic over the South American region during the period 00 UTC on 29 January through 00 UTC on 2 February at intervals of 6 h are shown in Fig. 8. We can identify the evolution of the components over the 5-day period. The zonal potential energy runs low till 31 January and increases after the HRE, indicating that the north–south thermal contrast over the region increased after 31 January. The eddy potential energy increased from 29 January until 1 February and decreases afterwards. The zonal kinetic energy showed a decrease from 29 January till 31 January and increased later and the eddy kinetic energy ran low till 30 January and increased later. These evolutions show that both the baroclinic instability and barotropic instability were responsible for the growth of the perturbation, which attained its maximum intensity on 1 February, both in terms of eddy potential energy and eddy kinetic energy (see KE, AE curves in Fig. 8a). The conversion of AZ to AE was intense at 18:00 UTC on 30 January while the conversion of KZ to KE was strong over the 2 days, from 18:00 UTC on 29 through 18:00 UTC on 1 February. The generation of AE and conversion from AE to KE also reached their peak intensities at 18:00 UTC on 29 January. These calculations

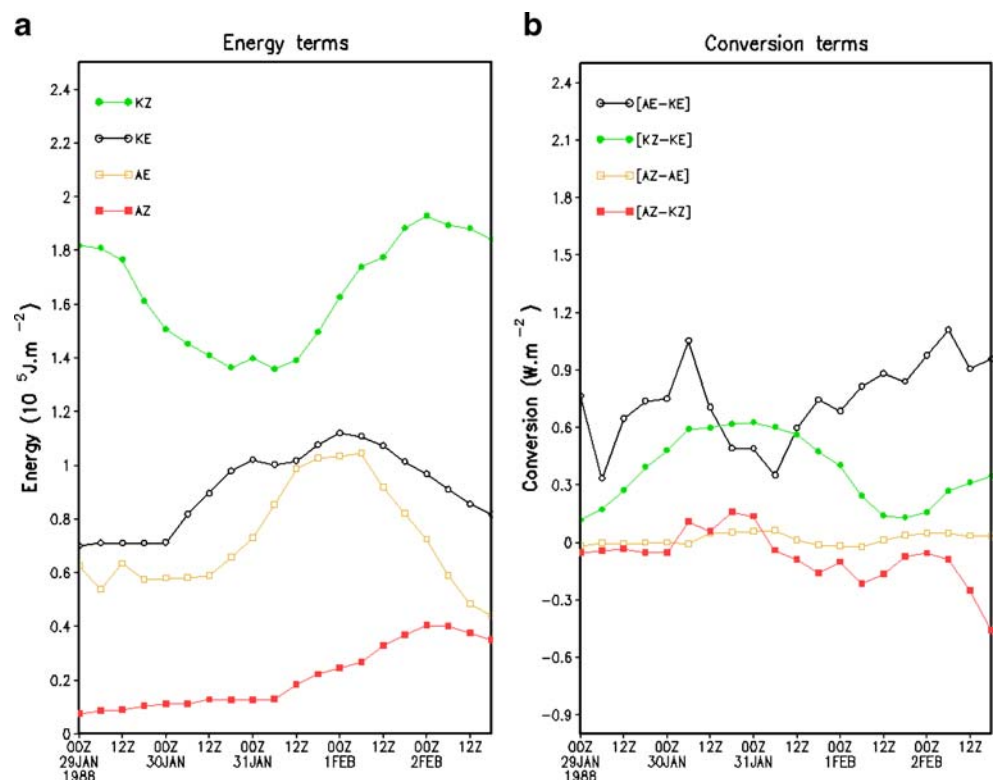
show, surprisingly, the importance of the barotropic instability over SEB for producing the very heavy rainfall event studied. The slant orientation of the troughs and ridges in Fig. 4 and the barotropic instability are related.

6 Discussion and Conclusions

Regional or local extreme or severe meteorological events in the world are drawing attention of the public and the governments, because they are the major cause of the natural disasters. Examples are the Katrina tropical cyclone in the Caribbean in 2004 and the recent floods in the state of Santa Catarina in Brazil in 2008. The quality of the weather service is usually judged in terms of how well severe events are forecasted. The worst natural disasters in Southeast Brazil (SEB) are caused by heavy rainfall events.

One way to define a heavy rainfall event (HRE) is by considering a large-enough value of 24-h rainfall, based on Liebmann et al. (2001). This method does not take into account the different station characteristics and is not very appealing to the statisticians. The criterion used in this study to define a HRE, based on the percentile analysis, supposes that an extreme rainfall event is also a heavy rainfall event. We included a second criterion restricting the events to those in which at least ten stations reported extreme rainfall on the day of the event. The number looks somewhat arbitrary, but it is obtained after several trials, so

Fig. 8 Evolution of vertically integrated energy (100–1000 hPa). **a** AE, AZ, KE, and KZ terms. **b** Conversion terms for the period 29 January through 02 February 1988. Units are in **a** 10^5 J m^{-2} and **(b)** W m^{-2}



that the numbers of HRE are neither too many nor too few. The advantage is that each station's frequency distribution characteristics are considered. We might have missed a few HREs due to lack of data or gaps in data sets, but the cases identified are truly extraordinary.

The anomalies of the composites with respect to the climatology, of the meteorological variables for the HREs tell us about the strength of the atmospheric perturbations responsible for the event. However, it is more revealing if a comparison is made between the anomalies of the HREs and the NRE. For this purpose, the NRE are chosen in such a way that the rainfall during these events is close to the median rainfall value, $q(50)$. The window used to consider the NREs is between 45% and 55% quantiles. This interval, although again looks arbitrary, is adjusted so that the events are not too many. With the window used, we obtained around 2,000 NRE in 45 rainy seasons. It is reasonable to believe that these cases represent fairly well the rainy days with normal rainfall, i.e., neither light rain nor heavy rain.

We find that the frequency of HRE associated with CF is slightly larger than the frequency associated with SACZ, but not in proportion to the frequency of CFs compared to SACZ. That is, although SACZ events are very few they quite often produce HREs. The reason for this is that the CFs are transient perturbations and the convective bands associated with them move away rapidly, producing short spells of rain, while the SACZ is a quasi-stationary system and the associated convective cloud bands reside over SEB for days. Carvalho et al. (2002) concluded that 35% of HRE over the state of São Paulo are due to SACZ. We verified that 47% cases are due to SACZ, for the whole SEB. The discrepancy is perhaps due to the length of the period studied and the definition used for HRE.

It is very common to come across studies analyzing the meteorological conditions associated with extraordinary weather events, where the anomalies with respect to the climatological conditions are discussed. In the present study, the extraordinary event is HRE and a comparison is made between the anomalies associated with these special events and normal rainfall situations. The results give the meteorologist the capability of distinguishing a normal event from an extraordinary event. For the scientific community, the results are useful to know what ingredients make a heavy rainy event.

The OLR composites over SEB for HREs in SACZ situations show more elongated patterns of negative anomalies than in the case of CF situations, as is expected. The positive OLR anomaly region over Argentina and southern Brazil on D-2 and D0, a cloud-free subsidence region, is associated with the high-pressure anomaly (Fig. 3). In the SACZ situations, the high-pressure anomaly is also three times stronger for HREs than for NREs. The Z500 composites show elongated

troughs and ridges for HREs in SACZ situations showing a wave train from the East Pacific to SEB, with a rather slow progression. In the CF situations, the progression is faster, as is expected. The anomalies for the HREs are much stronger than for NREs in both situations. That is, the amplitude of the synoptic wave disturbance is important for the HREs. This validates our assumption that a suitable synoptic-scale environment is congenial for the occurrence of HREs associated with CF and SACZ perturbations. The lower tropospheric thermal advections (not shown) are very weak for HREs associated with SACZ situations. The vertical motion composites show strong rising motion over SEB for HREs associated with SACZ and these are caused mechanically by lower tropospheric convergence (not shown). In CF situations, the rising motion over SEB is caused by thermal advections (warm advection ahead and cold advection behind the cold frontal position). In general, the wind anomalies (Fig. 5) show stronger cyclonic and anticyclonic centers for HREs. The lower tropospheric anomalous cyclonic center for HREs in CF situations (figure not shown) shows an eastward progression that is absent in SACZ situations (Fig. 5c, d).

The analysis of the HRE of February 1, 1988 (Fig. 7) shows stronger anomalies than the composites. The evolution of the four components of energy and the conversions thereof (Fig. 8) shows that the KZ decreased as KE increased in the 3-day period prior to the HRE. Surprisingly, the conversion from AZ to AE over SEB remained very low. This indicates that the barotropic instability mechanism was important for the perturbation to grow.

It is important to identify the features associated with severe meteorological conditions with a potential for causing a disaster. The differences between very heavy rainfall events and normal rainfall events in terms of the associated synoptic-scale features are useful for the forecasters of the Southeast Brazil region that is the most populous and has the largest industrial base in Brazil. High amplitude perturbation with a high-pressure center over Argentina and low-pressure center over SEB, absence of LLJ and higher values of moisture convergence are some the important ingredients for HRE over SEB.

Acknowledgments The first author was supported by the National Council of Scientific and Technological Development (CNPQ: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), Brazil. The second author is an Amazon Senior Fellow of the Foundation of the Support to Research of the State of Amazonas (FAPEAM: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas). The authors thank Dr. José Paulo Bonatti and Dra. Renata Weissmann Borges Mendonça for their help in the energetic calculations. The authors thank the anonymous reviewers who have contributed to the improvement of the manuscript.

References

- Bluestein HB (1993) Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol II—observations and theory of weather systems. Oxford University Press, Oxford 594
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2002) Extreme precipitation events in southern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *J Clim* 15:2377–2394
- Grimm AM, Canestraro CD (2003) Interdecadal oscillations in southeastern South America and their relationship with sea surface temperature. Abstracts in International Symposium on Climate Change (ISCC), Pequim China, 166
- Harrison DE, Larkin NK (1998) El Niño–Southern oscillation sea surface temperature and wind anomalies. *Rev Geophysics* 36:353–399
- Herdies DL, Da Silva A, Silva Dias MAF, Nieto-Ferreira R (2002) Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J Geo Res* 107:8075. doi:10.1029/2001JD000997
- Kalnay E et al (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc* 77:437–471
- Kodama Y-M (1992) Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *J Meteor Soc Japan* 70:813–835
- Krishnamurti TN, Lahouari B (1995) An introduction to numerical weather prediction techniques. CRC ISBN: 0849389100 p 30
- Liebmann B, Jones C, Carvalho LMV (2001) Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. *J Clim* 14:208–218
- Nogués-Paegle J, Mo KC (1997) Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon Wea Rev* 125:279–291
- Oliveira AS (1986) Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia (in Portuguese, abstract in English). MSc Dissertation (Available at Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 12227-010, SP, Brazil)
- Rao VB, Hada K (1990) Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor Appl Climatol* 42:81–91
- Revista Climanalise, Edited by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Brazil, year 1986 to 2005. Available at: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/>
- Satyamurty P, Nobre CA, Silva Dias PL (1998) Tropics: South America. meteorology of the Southern Hemisphere. *Amer Meteor Soc* 40:119–139
- Seluchi EM, Chou SC (2009) Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. *Theor Appl Climatol* 101:1–11
- Silva Dias PL, Marengo JA (1999) Águas Atmosféricas. Águas Doces do Brasil. Ed. IAE/USP:65-116
- Smith JA, Baeck ML, Steiner M (1996) Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: the rapid storm of June 27, 1995. *Water Resour Res* 32:3099–3113
- Teixeira MS, Satyamurty P (2007) Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil. *Mon Wea Rev* 135:598–617
- Wilks DS (1995) Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction. Academic, p 470

ANEXO B - ARTIGO PUBLICADO

ATMOSPHERIC SCIENCE LETTERS

**Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil
associated with South Atlantic Convergence Zone**

Kellen Carla Lima
and
Prakki Satyamurty

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

Post-summer heavy rainfall events in Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone

Kellen Carla Lima^{1*} and Prakki Satyamurty^{1,2}

¹Center for Weather Prediction and Climate Studies (CPTEC), National Institute for Space Research, INPE, Brazil

²Large Scale Biosphere-Atmosphere Program in Amazonia (LBA), National Institute for Amazonian Research, INPA, Brazil

*Correspondence to:

Kellen Carla Lima, Center for
Weather Prediction and Climate
Studies (CPTEC), National
Institute for Space Research,
Avenida dos Astronautas, 1.758
Jd. da Granja, 12227-010 São
José dos Campos, São
Paulo, Brazil.
E-mail: kellen.lima@cptec.inpe.br

Abstract

Heavy rainfall events (HREs) in the post-summer month of March in Southeast Brazil cause disasters such as floods, mudslides and landslides, mainly because the soil becomes saturated by February. Forty-five years of rainfall data show that heavy rainfall frequency increases again in the month of March. The composite anomaly fields of the atmospheric circulation during and before HREs associated with the formation of South Atlantic Convergence Zone show some special characteristics that may be used as a guide for early warning. The convergence of moisture flux in the troposphere over the region grows 40% during the 48 h before the HRE in March. Copyright © 2010 Royal Meteorological Society

Keywords: post-summer; heavy rainfall events; South Atlantic Convergence Zone

Received: 17 June 2009
Revised: 23 September 2009
Accepted: 6 October 2009

1. Introduction

The Southeast Brazil (SEB) region is affected by occasional heavy rainfall events (HREs) during the summer season November through February (NDJF) and the post-summer month March. These events are mainly caused by South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation and are responsible for disasters such as landslides, flooding, agriculture losses, interruption of energy and communication networks, and human deaths. The soil of the region becomes saturated by February and becomes highly vulnerable to further heavy rains in March. Ahrendt and Zuquette (2003) in their study of landslides in Campos do Jordão city, Brazil, argue that the unconsolidated material mass (soil) becomes prone to failure when saturated with moisture.

Seluchi and Chou (2009) showed that more than 80% of the rain-induced landslide events in the Serra do Mar, a subregion of SEB, were related to synoptic or larger scale systems. Carvalho *et al.* (2002) investigated the relationships between the occurrences of extreme precipitation events in São Paulo, Brazil, and the SACZ deep convection in the Atlantic Ocean for austral summer in the period 1979–1996. Approximately 65% of all extreme rainfall events occurred when convective activity in the SACZ was extensive and intense. Soares and Marton (2006) studied the relationship between precipitation and landslides in and around Angra dos Reis, a city in SEB, and found that landslides are more frequent during austral summer and that 2-day accumulated precipitation is the most representative factor.

The Center for Weather Forecasts and Climate Studies (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos-CPTEC) reported that the most intense rain of the year 2009 in SEB observed on 12th March was caused by SACZ formation that triggered deep convection in several areas during this day. Strong rains, floods, wind gusts and lightning were observed along the convergence zone that caused great inconvenience to the population. Satyamurty *et al.* (2008) described differences between the regional flow characteristics of a rainy episode and a non-rainy episode in March 2006 in eastern São Paulo state. The composites of the middle tropospheric geopotential and the lower-tropospheric wind fields showed a short-wave trough in the Atlantic off southern Brazil during the rainy episode. In the upper troposphere, the Bolivian high was stronger during the rainy episode than during the non-rainy episode, indicating that the troposphere over tropical South America was warmer during the rainy episode. The low-level jet in the rainy case did not penetrate northern Argentina, and was more NW-SE oriented, indicating that the humidity transport was directed toward the southeastern Brazil. Lima *et al.* (2009) found that the HREs in summer over SEB presented large moisture convergence in the 3-day period preceding the event. However, the post-summer HREs over SEB were not detailed.

The objective of this study is to determine the essential characteristics of the synoptic-scale patterns associated with HREs over SEB caused by SACZ during March and compare them with normal rainfall events (NREs) and the summer HREs.

2. Data and methods

2.1. Datasets

The daily rainfall data for the SEB are obtained from the National Water Agency of Brazil (Agência Nacional de Aguas-ANA). The data consist of daily precipitation totals for the 45-year period 1960–2005. The number of rain gauge stations in the region of study has increased steadily from around 300 in 1960 to 795 in 2005. The datasets have gone through quality control by ANA. We did not carry out any interpolation to fill missing observations, because this may result in unreliable data.

Daily gridded reanalysis meteorological data from National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) (Kalnay *et al.*, 1996) are utilized to analyze the synoptic-scale perturbations. The meteorological variables used are specific humidity (q), zonal and meridional wind components (u , v) at standard levels, geopotential height (ϕ) at 500 hPa for the 1960–2005 period. The outgoing longwave radiation (OLR) for 1976–2005 is obtained from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). The horizontal resolution of the two series of data is 2.5° latitude \times 2.5° longitude.

Daily soil moisture data for the period 1960–2002 are obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis data sets (ERA-40) with a resolution of 1.125° latitude \times 1.125° longitude. These data are used to construct the monthly soil moisture climatology.

2.2. Precipitation events

The definition of heavy rainfall chosen for this study is adapted from Liebmann *et al.* (2001). For a rain gauge station, an event of precipitation is considered ‘heavy’, when the precipitation in 1 day is equal to or greater than 20% of the seasonal climatological total (4-month period NDJF). A similar definition is used by Ferraz and Ambrizzi (2006). This threshold percentage is chosen to ensure that HREs occur relatively rarely. Normally, three or more stations registered rainfall in excess of 20% in the HRE cases.

The definition of Normal Rainfall Events (NRE) is based on the average number of rainy days, N_R , for the season, and the area average seasonal rainfall climatology, P_c . If the rainfall were distributed equally on all the rainy days, the normal rainfall per rainy day would be $P_N = P_c/N_R$. Thus, a normal rain event is a day on which the precipitation at any station in the SEB region, P , is within 0.1 mm from P_N , i.e. $P_N - 0.1 \text{ mm} \leq P \leq P_N + 0.1 \text{ mm}$.

The cases of NRE and HRE are identified for the months November through March (NDJFM) in the 45-year period 1960–2005. During the NDJFM, the quasi-stationary system dominant in South America is the SACZ and stays over SEB for more than 3 days, on the average (Satyamurty *et al.*, 1998).

The identification of the cases associated with SACZ is possible, observing this characteristic. To achieve this objectively, spatial correlation of the OLR fields between the day of the event, D_0 , and on the days $D - 2$ and $D + 2$ is calculated over the space domain of 0° – 40° S and 30° – 70° W. $D - 2$ is 48 h before D_0 and $D + 2$ is 48 h after D_0 . A case of NRE or HRE is considered to be caused by SACZ if:

$$\frac{[r(D_0, D - 2) + r(D_0, D + 2)]}{2} \geq 0.3 \quad (1)$$

where r is the spatial correlations of the OLR on the 2 days in the parentheses. For example, $r(D_0, D - 2)$ is the spatial correlation between the OLR fields on D_0 and $D - 2$. The cases which do not meet this criterion are not considered in this study. Criterion (1) checks for the persistence of convective activity or cloudiness over the region. This threshold correlation value is the mean of the correlation values obtained in all the HRE and NRE cases obtained using the criteria given in the first two paragraphs of this subsection.

Although small-scale and mesoscale atmospheric perturbations are important for heavy rainfall episodes, we suppose that a favorable synoptic-scale environment is essential for heavy rains to occur. The resolution of the datasets (2.5° latitude \times 2.5° longitude) allows us to identify the synoptic-scale features reasonably well.

2.3. Composite charts

After the identification of the NRE and HRE cases associated with SACZ, composite fields of atmospheric variables mentioned in Section 2.1 and their anomalies with respect to the climatology, for the day of the episode and up to 2 days prior, are calculated in order to identify the dynamical and synoptic features associated with such episodes, as well as how these events differ from the mean conditions. Composite anomalies are constructed in the spatial domain of 0° – 65° S and 140° – 20° W for geopotential, and 0° – 40° S and 80° – 20° W domain for the other variables. A larger domain for geopotential field allows us to verify the propagation and evolution of the mid-tropospheric synoptic waves. The composite anomalies are prepared for March events and for the NDJF season events separately. The sequences of composites for $D - 2$, $D - 1$ and D_0 are useful for tracking the propagation and evolution of the synoptic-scale perturbation.

The seasonal composite chart of a general variable is obtained in the following manner:

$$\overline{\Phi}(x, y, p, D - n) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \Phi(x, y, p, j, D - n) \quad (2)$$

where $\overline{\Phi}$ is the composite variable, (x, y, p) indicates the spatial position in the field, N the number of cases identified during the season in the period of study,

$D - n$ the n th day preceding the event, where $n = 0, 1, 2$, and the suffix j refers to the j th event.

We designate $\Phi_C(x, y, p)$ to represent the climatology of the variable Φ . The composite anomaly is defined as:

$$\overline{\Phi'}(x, y, p, D - n) = \overline{\Phi}(x, y, p, D - n) - \Phi_C(x, y, p) \quad (3)$$

The anomalies are tested using the Student's t -test at significance level of 90% (Wilks, 1995).

2.4. Water vapor (H₂O) transport

A rectangular target area between 14°–26°S and 38°–54°W, encompassing SEB, is considered for studying the transport of H₂O inward and outward of the area. The vertically and laterally integrated values of H₂O flux across the four walls of the target area are calculated for each HRE and NRE and then composites of NRE cases and HRE cases are constructed. The mean convergence of H₂O flux over the target area is obtained by adding the inward transports and subtracting the outward transports.

3. Results

3.1. Precipitation and soil moisture climatology

The total number of HRE in NDJFM season in 45 years is 187, of which 92 (49%) are associated with SACZ. The rest are associated with either cold frontal incursion or small-scale convection. The frequency of HREs obtained here agrees with Ferraz and Ambrizzi (2006) who have obtained 48 events of HREs associated with SACZ during 10 years of study. The number of HREs associated with SACZ found in March is 15. These numbers show that the HREs as defined in the previous section are relatively rare, occurring once in 3 years, on the average. The monthly distributions of the climatological normal rainfall and HRE frequency in SEB during NDJFM are shown in Figure 1(a). The monthly climatological rainfall peaks in December at 220 mm and decreases gradually to 145 mm in March. The frequency of HREs associated with SACZ also peaks in December at 26 events in 45 years and gradually reduces to 11 events in February. But, the frequency rises to 15 events in March.

Figure 1(b) shows the monthly distribution of the soil moisture over SEB. There is a steep accumulation of water in the soil from November till January and a small further accumulation in February. At this stage, the soil seems to be saturated or nearly saturated, thus becoming vulnerable to erosion by further rains in March. Hence, the March HRE is considered more disastrous for the region.

The SEB region's topography is rugged. The coastal uplands known as Serra do Mar (peak height 1.5 km) and the Serra de Mantiqueira (peak height 2.2 km)

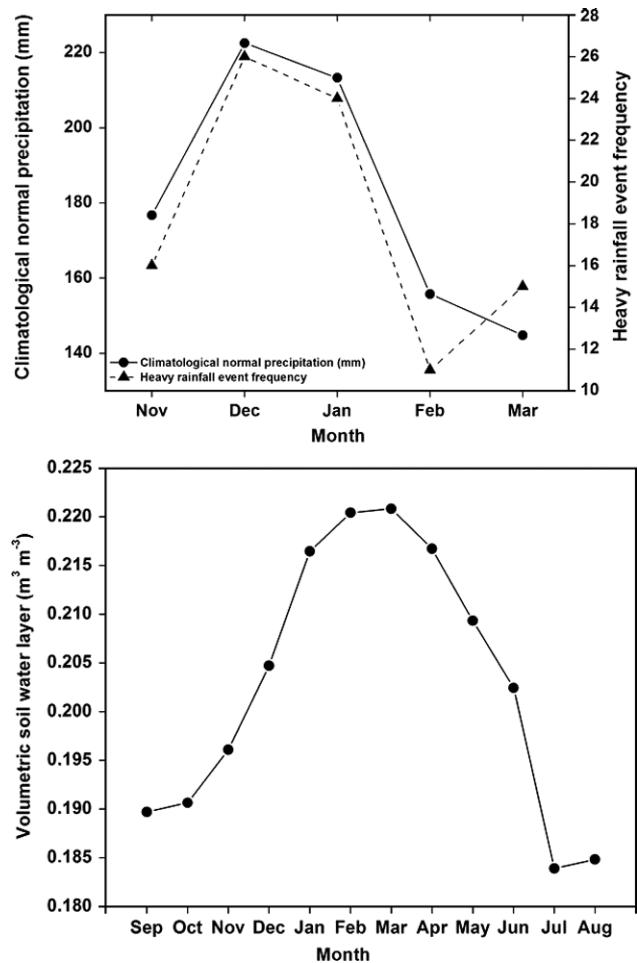


Figure 1. (a) Monthly distribution of HRE (broken line) and climatological normal precipitation (continuous line) in SEB during NDJFM for the period 1960–2005. (b) Monthly distribution of the volumetric soil water layer in SEB: mean for the period 1960–2002.

ranges flank the Paraíba River valley. In many places, the terrain gradient exceeds 45°. The native forest (Mata Atlântica) is replaced by pastures over 92% of the area. Steep gradients, saturated soil, degraded vegetative cover and heavy rainfall make the region disaster prone. Coelho-Netto *et al.* (2007) showed for extreme rainfall events in the western portion of Tijuca Massif that the local morphometric factors over granite rocks with large *in situ* block formation, together with forest degradation have controlled the occurrence of landslides in areas of medium to high susceptibility.

3.2. Atmospheric circulation associated with heavy rainfall episodes

The fields of 500-hPa geopotential height anomaly composites for NRE and HRE in March and HRE in NDJF are shown in Figure 2. Most significant differences between the NRE (top row) and HRE in March (middle row) are in the intensity and position of the low-pressure anomaly in the Atlantic coast north of 40°S. In the case of HRE, the low-pressure center lies over the SEB, deepening gradually in the 2 days preceding the event as a ridge builds over

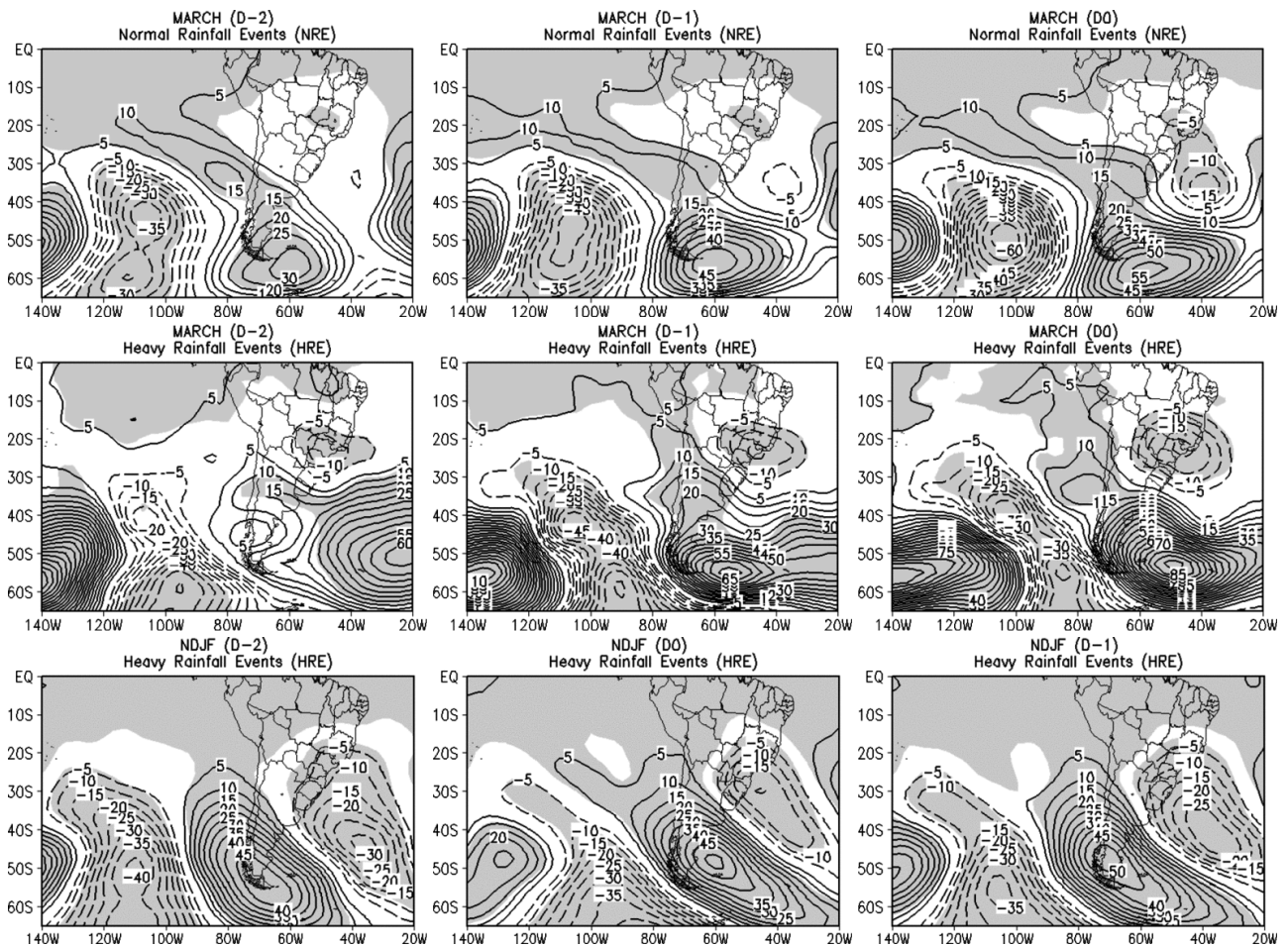


Figure 2. The 500-hPa geopotential height (m) composite anomaly for NRE (top row), March HRE (middle row) and NDJF HRE (bottom row) over SEB associated with SACZ for $D - 2$, $D - 1$ and $D0$. Contour interval is 5 m. Shaded areas are significant at 90% level.

Argentina. In the case of NRE, the center lies off the coast. The low center is deeper in the HRE than in the NRE composites on all the 3 days presented. The differences between the HRE in March (middle row) and NDJF (bottom row) are mainly in the shape of the low-pressure anomaly and the strength of the high-pressure anomaly to its south. In the March case, the low-pressure anomaly is almost circular, and in the NDJF case it is elongated into the Atlantic Ocean, although in both cases the pattern of low and high anomalies shows a PSA (Pacific and South Atlantic) pattern observed by Ambrizzi *et al.* (1995), indicating the existence of suppression or enhancement of tropical and subtropical convective activity by the mid-latitude wave train pattern modulating SACZ. In March HREs, the anomalous troughs and ridges south of 30°S are more intense than in NDJF cases.

The wind anomaly composites at 850 and 200 hPa levels are presented in Figures 3 and 4, respectively. In general, the wind anomalies at both the levels are stronger for the HREs than for NREs. A large cyclonic circulation cell, with center over SEB, is observed between 10°S and 35°S in the lower troposphere in the case of March HRE (middle row in Figure 3). In the upper troposphere (Figure 4, middle row), the

cyclonic center is shifted southwestward showing a vertical tilt, thus indicating cold air mass over northern Argentina and southern Brazil. The circulation anomalies are elongated into the Atlantic in the case of HREs in NDJF, similar to the 500-hPa geopotential anomaly. Normally, the pole-to-equator thermal gradient is not strong in March. However, in the HRE composites, this thermal gradient is stronger that may help intensification of the perturbation.

The center of low-level cyclonic anomaly for NRE is over the Atlantic Ocean, whereas for the HRE it is over SEB. The southeasterly winds are more intense over southern Brazil. In the upper troposphere (200 hPa), the March and the NDJF composites present differences. The cyclonic anomaly is centered over Paraguay and is more intense in the March case and is over the Atlantic coast of southern Brazil in the NDJF case. The ridge over northeastern Brazil is also stronger in the March case.

3.3. Water vapor transport and convergence

Water vapor flux across the borders of the target area is shown in Figure 5. All the composites show that the eastern border provides the largest part, $>60\%$, of the water vapor flux into the region. The northern border

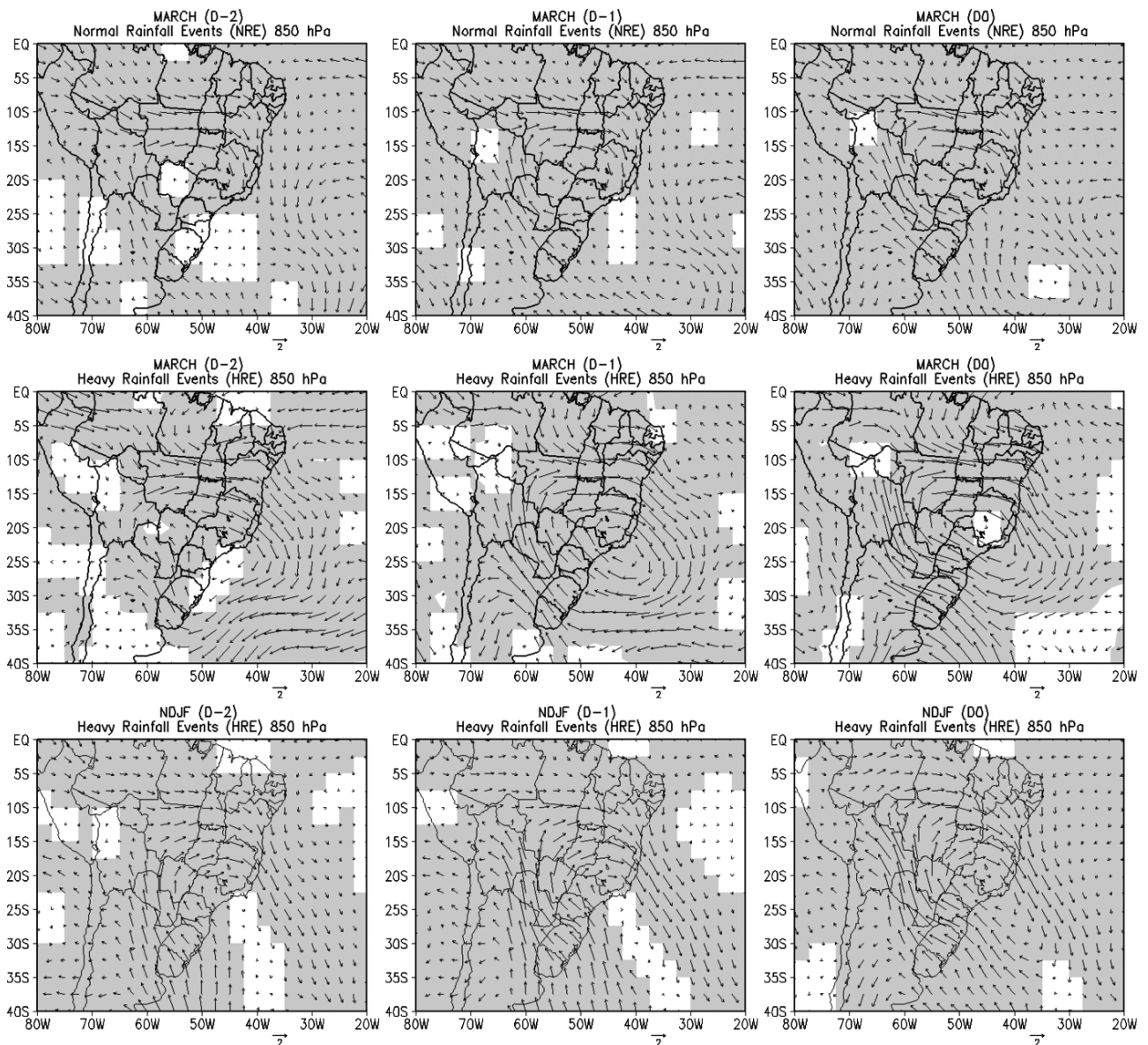


Figure 3. The 850 hPa wind (m s^{-1}) composite anomaly for NRE (top row), March HRE (middle row) and NDJF HRE (bottom row) associated with SACZ situations over SEB for $D - 2$, $D - 1$ and $D0$. Reference vectors are shown under the panels. Shaded areas are significant at 90% level.

provides about 25% of the flux. On $D0$, the March HRE (middle row) composite shows larger H_2O flux than in NRE composite, through the northern, southern and eastern boundaries. The convergence of H_2O , on $D0$, is 56 U in the case of NRE and is 96 and 98 U in the cases of HREs. For March HRE, the convergence increases from 57 U on $D - 2$ to 68 U on $D - 1$ and to 96 U on $D0$. This rapid increase is not observed in NRE composites. The NDJF composites (bottom row) show a slow increase of the convergence of H_2O flux from $D - 2$ to $D0$. A major difference lies in the flux from the southern border in the case of March HRE and this is related to the low-level wind anomaly at the southern border.

The low-level jet east of the Andes is known to transport moisture from the amazon basin to southern Brazil, northern Argentina, Paraguay and Uruguay (Nogués-Paegle and Mo, 1997). However, when the

low-level jet is weaker than normal (see southerly anomalies in Figure 3), the transport of moisture is directed into SEB where the H_2O convergence increases.

4. Discussions and conclusion

We can observe that the HRE frequency curve does not accompany the rainfall curve, although the peaks of both curves occur in December. The month of March draws our attention because there is a significant increase in the number of HRE although the climatological rainfall decreases in March from February. This suggests that the rains in March in the SEB region are more concentrated in HREs.

Another important observation is the moisture content in the soil which rises sharply from less than

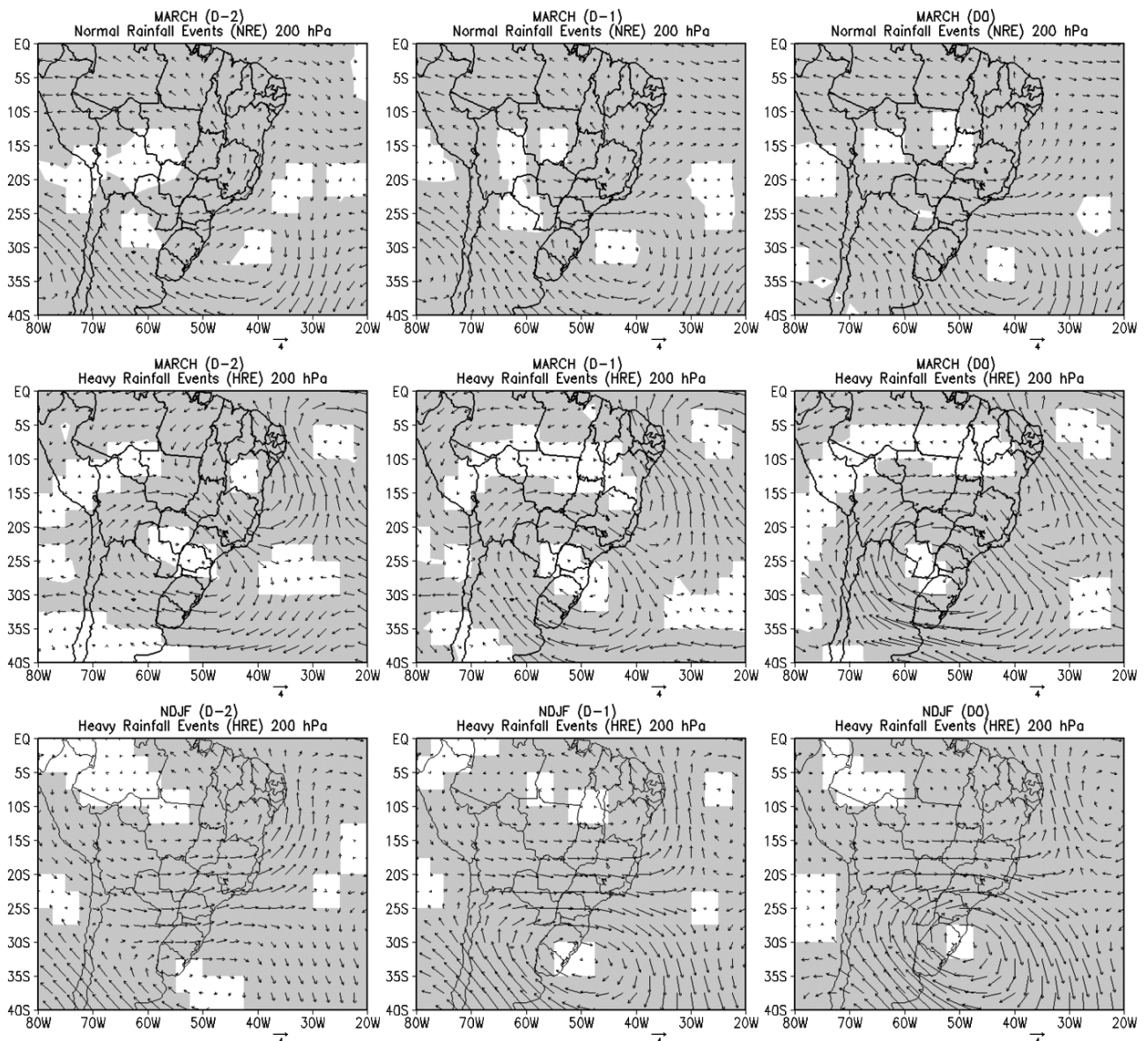


Figure 4. The 200 hPa wind (m s^{-1}) composite anomaly for NRE (top row), March HRE (middle row) and NDJF HRE (bottom row) associated with SACZ situations over SEB for $D - 2$, $D - 1$ and $D0$. Reference vectors are shown under the panels. Shaded areas are significant at 90% level.

18.5% in July to nearly 22% in February and then slowly to more than 22% in March. When the soil is saturated or almost saturated, the mountain slopes become vulnerable to erosion by additional rain, especially so if the rain is heavy. This is the reason why special attention is paid to the HREs in March and hence the importance of this study.

In the present study, the definition of an HRE is linked to the seasonal climatology for the main rainy season. The events considered HREs in this study are rare events, about one per month in the whole season November through March. However, in March, the HREs associated with SACZ are rarer, once in 3 years, on the average. A comparison of the HRE and NRE composites show large differences that can be used for early warning of the event. The convergence of H_2O flux over the region in the HRE cases is 50% larger than in the NRE

cases. A sharp increase in the H_2O convergence from $D - 2$ to $D0$ seems to be an indicator of HRE possibility.

There are some interesting differences in the structure of the synoptic-scale perturbation responsible for the HRE in summer (Figures 2–4, bottom row) and post-summer (Figures 2–4, middle row). The anomalous high-pressure center south of SEB is stronger in the case of post-summer case (Figure 2). If the 500-hPa geopotential height is representative of the mean lower-tropospheric temperature, the meridional thermal gradient is weaker in the post-summer case, which means that the baroclinic instability is weaker. However, the low-level jet is weaker in post-summer case and therefore the Amazonian moisture is not transported to south of 25°S . The convergence of H_2O over SEB increases, and the moist convection liberates latent heat which in turn supports the maintenance of

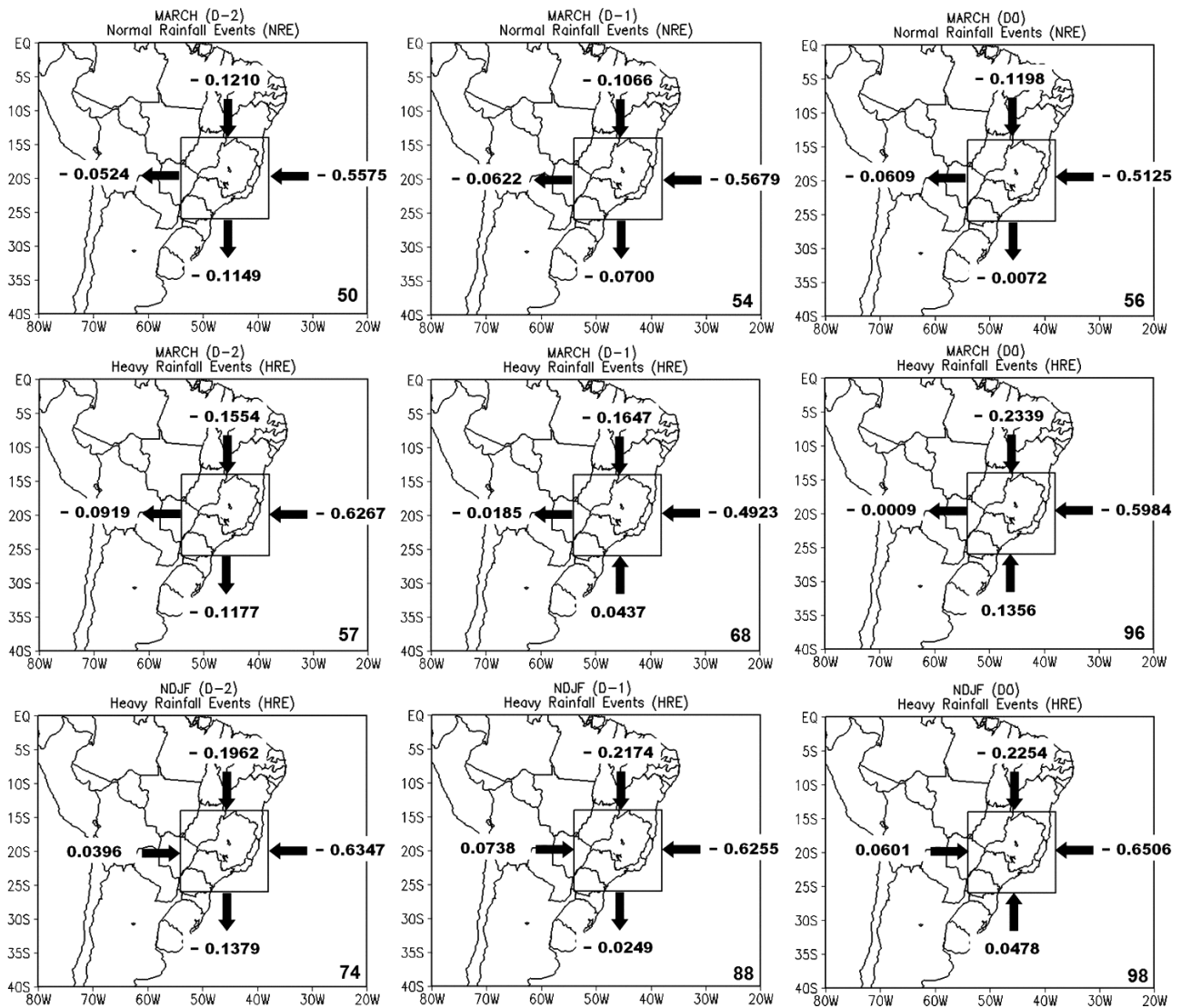


Figure 5. Moisture flux integrated along the lateral boundaries of the rectangular box from the surface to 300 hPa. Composites of NRE (top row), March HRE (middle row) and NDJF HRE (bottom row) for D – 2, D – 1 and D0. Units are in 10^9 kg s^{-1} . Number in the bottom right corner of a panel is H_2O flux convergence over the rectangular area.

the perturbation. Following Seluchi and Chou (2009), we can argue that the low center to the north (20°S) and high center to the south (50°S) in the Atlantic constitute a blocking situation, and the synoptic-scale perturbation persists for a few days causing copious amounts of rainfall along the trough or the low center.

Coelho-Netto *et al.* (2007) discussed the hydrogeomorphological conditions that lead to susceptibility to landslides in the Tijuca Massif, Rio de Janeiro, Brazil. Surprisingly, they do not consider the importance of rainfall or the soil moisture saturation factors. Many authors such as Ahrendt and Zuquette (2003) argued that soil moisture saturation is an important factor. We think that heavy rainfall in conjugation with saturated soil is an important factor that destabilizes mountain slopes.

The anomaly composites presented in this study serve as a guide to the operational meteorologists of the SEB region.

Acknowledgements

K. C. L. was supported by the National Council of Scientific and Technological Development (CNPQ: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), Brazil. P. S. is an Amazon Senior Fellow of the Foundation of the Support to Research of the State of Amazonas (FAPEAM: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas). The authors thank the anonymous reviewers who have contributed to the improvement of the manuscript.

References

- Ahrendt A, Zuquette LV. 2003. Triggering factors of landslides in Campos do Jordão city, Brazil. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **62**: 231–244.
- Ambrizzi T, Hoskins BJ, Hsu H. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52**: 3661–3672.
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B. 2002. Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate* **15**: 2377–2394.

- Coelho-Netto AL, Avelar AS, Fernandes MC, Lacerda WA. 2007. Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: the role of morphometric subdivision of the terrain. *Geomorphology* **87**: 120–131.
- Ferraz SET, Ambrizzi T. 2006. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) em dados de precipitação. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Roy J, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437–471.
- Liebmann B, Jones C, Carvalho LMV. 2001. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. *Journal of Climate* **14**: 208–218.
- Lima KC, Satyamurty P, Fernández JPR. 2009. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*. DOI:10.1007/s00704-009-0207-9.
- Nogués-Paegle J, Mo KC. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review* **125**: 279–291.
- Satyamurty P, Nobre CA, Silva Dias PL. 1998. Tropics: South America. (In) *Meteorology of the Southern Hemisphere*. American Meteorological Society. *Meteorological Monographs* **40**: 119–139.
- Satyamurty P, Sousa SB, Teixeira MS, Silva LEMG Jr. 2008. Regional circulation differences between a rainy episode and nonrainy episode in eastern São Paulo state in March 2006. *Brazilian Journal of Meteorology* **23**: 404–416.
- Seluchi ME, Chou SC. 2009. Synoptic patterns associated with landslides events in the Serra do Mar, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology* **98**: 67–77.
- Soares EP, Marton E. 2006. Relação entre precipitação e deslizamentos de encostas na região de Angra dos Reis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis.
- Wilks DS. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press: MA, USA; 470 pp.