

ESTUDO NUMÉRICO DA INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DA TSM DO  
ATLÂNTICO SUL EXTRATROPICAL E DO PACÍFICO EQUATORIAL NO REGIME  
HIDROMETEOROLÓGICO DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL

Marcio Cataldi

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS  
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA  
CIVIL

Aprovada por:

---

Prof. José Luis Drummond Alves, Dsc.

---

Prof. Audalio Rebelo Torres Junior, Dsc.

---

Prof. Affonso da Silveira Mascarenhas Júnior., Ph.D.

---

Prof. Álvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho, Dsc.

---

Prof. Edilson Marton, Dsc.

---

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

ABRIL DE 2008

CATALDI, MARCIO

Estudo numérico da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical e do Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil [Rio de Janeiro] 2008.

XXII, 203 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc., Engenharia Civil, 2008)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Atlântico Sul Extratropical
2. El Niño
3. Modelagem Numérica
4. Teleconexões

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

“Um sonho que se sonha só,  
é só um sonho que se sonha só,  
mas sonho que se sonha junto é realidade”

Raul Seixas

## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu Orientador Professor José Luis Drummond Alves por ter tornado possível, no âmbito do curso interdisciplinar de Ciências Atmosféricas (COPPE/IGEO-UFRJ), a realização deste trabalho; também registro o meu agradecimento por suas importantes contribuições.

Ao sempre orientador e amigo professor Audalio Rebelo Torres Junior, que, através da partilha de seus insubstituíveis conhecimentos, de sua dedicação e de sua amizade fraternal, tornou possível a realização de mais esta etapa, assim como tantas outras que se mostraram imprescindíveis ao longo da minha vida acadêmica e profissional.

Ao professor Luiz Cláudio Gomes Pimentel, por ter sido o grande incentivador e viabilizador deste trabalho e de tantos outros já realizados, além de ser um eterno amigo, conselheiro e orientador e uma pessoa que, de forma ímpar, sempre acreditou no meu potencial e contribuiu para a minha formação profissional.

A todos os amigos de agora e de sempre do LAMMA, em especial aos amigos Luiz Paulo Assad e Ricardo Marcelo da Silva, por terem sempre me auxiliado na solução dos problemas computacionais e por suas imensas amizades e colaborações dedicadas ao longo dos últimos anos.

A todos os professores do Departamento de Meteorologia da UFRJ, por todos os esforços e companheirismo creditados na minha formação, em especial ao professor Edílson Marton, pelas relevantes contribuições no desenvolvimento deste estudo e a Professora Angela Maria Pinechi, pelo seu constante incentivo e confiança depositados em mim ao longo dos últimos 14 anos.

Aos secretários Jairo, Beth e Ana Cristina da Engenharia Civil da COPPE, pela sua dedicação e disponibilidade para resolver todos os percalços ocorridos ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Ao Mr. Brian Eaton do NCAR, pelas importantes dicas a respeito da paralelização do código do modelo CAM 2.02.

A toda equipe do NACAD, em especial ao professor Albino dos Anjos e ao Orlando, por terem sempre mostrado muita dedicação e boa vontade para resolver os problemas de hardware e de instalação dos computadores utilizados neste trabalho.

Ao amigo Helio Camargo, do CPTEC/INPE, pela valiosa troca de informações ao longo deste trabalho e pela amizade de muitos anos.

Ao NOS, pela disponibilização dos dados, e a todos os amigos da Gerência de Hidrologia do ONS pela sua presença, amizade e ensinamentos diários trocados ao longo dos últimos 6 anos, em especial ao engenheiro Vinicius Forain Rocha e à meteorologista Christiane Osório pelo incentivo à realização deste trabalho, ao engenheiro Rogério Saturnino Braga e à engenheira Simone Borim a Silva, pelas informações e pelo conhecimento depositados neste documento.

A minha mãe Denise Cataldi e ao meu avô Luiz Cataldi de Souza, por todos os seus valores e ensinamentos passados para mim ao longo de toda a minha vida, sempre de forma dedicada e amorosa, e que serviram como alicerce para a construção deste trabalho.

A minha amada e especial esposa Renata Elisa, pelos anos de companheirismo, dedicação, paciência, colaboração e ensinamentos transcorridos ao longo da elaboração desta tese e por ter sido sempre uma grande incentivadora e motivadora para sua conclusão.

Ao meu irmão Marcelo Cataldi, à minha cunhada Karina e aos meus sobrinhos Marcelinho e Carolina, pelo carinho, incentivo, companheirismo e alegria compartilhados durante os anos de elaboração deste trabalho.

A minha nova família formada pela minha querida sogra Elisa, cunhada Marisa, sobrinhos Flávio e Mariana e pela “Ninina”, pelo acolhimento e pelo carinho desses últimos anos.

Aos amigos de Friburgo Fellipe, Léo “Monga”, Eduardo, “Lorinho” e Regis, pela profunda amizade dos últimos 15 anos e que sempre inspiraram e incentivaram com seu incondicional companheirismo à conclusão deste estudo.

À grande família dos alunos e ex-alunos da meteorologia da UFRJ, que sempre estiveram presentes durante a elaboração deste estudo de forma especial e incentivadora.

A todos aqueles que, de alguma maneira, contribuíram para a conclusão deste estudo e que não estão presentes nesse pequeno trecho de texto.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ESTUDO NUMÉRICO DA INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DA TSM DO  
ATLÂNTICO SUL EXTRATROPICAL E DO PACÍFICO EQUATORIAL NO REGIME  
HIDROMETEOROLÓGICO DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL

Marcio Cataldi

Abril/2008

Orientador: José Luis Drummond Alves

Programa: Engenharia Civil

Neste estudo, é realizada uma investigação, via modelagem computacional, das influências remotas que a variabilidade natural da TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sul Extratropical exercem no regime hidrometeorológico do Brasil. Essa investigação é feita com a utilização do modelo climático CAM 2.02, tendo como motivação o ocorrido no mês de fevereiro de 2005, quando foram observadas fortes anomalias negativas de precipitação e vazão nas bacias da região Sul do Brasil, e nos meses de janeiro de 1983 e 2007, quando foram verificadas, respectivamente, as duas maiores cheias na bacia do rio Paraná. Os resultados obtidos reafirmam as alterações decorrentes da configuração de um evento El Niño nos padrões de circulação das células de Walker e Hadley e sua influência nas anomalias bipolares de precipitação no Brasil. No entanto, é verificado que somente o sinal da ocorrência desse tipo de evento não é suficiente para explicar as anomalias de precipitação observadas nos períodos estudados, sendo necessária a informação adicional das anomalias na TSM do Atlântico Sul na região de confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, para que se possa, via modelagem computacional, reproduzi-las de forma coerente. Dessa forma, fica evidente, nos resultados deste trabalho a influência que as anomalias positivas da TSM do Atlântico Sul exercem na ocorrência de anomalias positivas de precipitação na região Sudeste, e em alguns casos, negativas nas regiões Sul e Nordeste.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

NUMERICAL STUDY OF SOUTH ATLANTIC EXTRATROPICAL AND PACIFIC  
EQUATORIAL SST'S ANOMALIES INFLUENCE OVER  
HIDROMETEOROLOGICAL BEHAVIOR IN THE SOUTH AND SOUTHEAST OF  
BRAZIL

Marcio Cataldi

April/2008

Advisor: José Luis Drummond Alves

Department: Civil Engineering

In this study, an investigation from remote influences of the SST's natural variability of the Equatorial Pacific and South Atlantic Extratropical oceans that affect the hydrometeorological Brazilian behavior is conducted via computational modeling. This research is developed with the climate model CAM 2.02, and motivated by what happened in February 2005, when strong negative anomalies of rainfall and flow in basins of the south region of Brazil were observed, as well as in January 1983 and 2007, when the two largest floods in the basin of the Parana River were observed. The results confirm the changes due to the configuration of the El Niño phenomenon in the circulation patterns of Walker and Hadley's cells and its influence on bipolar anomaly of precipitation in Brazil. Nevertheless, only the sign of the occurrence of such an event is not enough to explain certain anomalies of precipitation, as the observed during the studied periods. In such cases, additional information of SST anomalies in the South Atlantic in the confluence region of Brazil and the Malvines / Falkland's current is required for reproducing those precipitation anomalies through computer modeling. Results of this work support the influence of SST's positive anomalies of South Atlantic Convergence over the configuration of the Convergence Zone of South Atlantic in the Southeast region, and in some cases, in the occurrence of negative anomalies of precipitation in the South and Northeast of Brazil.

## ÍNDICE:

<b>1. Introdução .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Fenomenologia. ....</b>	<b>6</b>
2.1 Teleconexões .....	8
2.2 El Niño-Oscilação Sul (ENOS).....	9
2.3 Oceano Atlântico Sul Extratropical .....	15
<b>3. Metodologia.....</b>	<b>25</b>
3.1 Obtenção do Clima no CAM.....	25
3.2 Inclusão das Anomalias da TSM .....	38
3.2.1 Experimento 1 – Anomalias positivas da TSM no Atlântico Sul .....	39
3.2.2 Experimento 2 – Anomalias positivas do Pacífico Equatorial – Niño 1982-83.....	41
3.2.3 Experimento 3 – Anomalias positivas do Pacífico Equatorial – Niño 2006-07.....	43
3.2.4 Experimento 4 –Pacífico Equatorial (Niño 1982-83) e Atlântico Sul .....	45
3.2.5 Experimento 5 – Pacífico Equatorial (Niño 2006-07) e Atlântico Sul .....	46
<b>4. Resultados .....</b>	<b>48</b>
4.1 Resultados dos experimentos. ....	48
4.1.1 Experimento 1 – Atlântico Sul .....	48
4.1.2 Experimentos 2 e 4 – El Niño 1982-83 e Atlântico Sul.....	83
4.1.3 Experimentos 3 e 5 - Niño 2006-07 e Atlântico Sul.....	117
<b>5. Conclusões e recomendações .....</b>	<b>156</b>
<b>6 . Bibliografia.....</b>	<b>160</b>
<b>7. Apêndice B – Modelagem Atmosférica.....</b>	<b>173</b>
<b>8. Apêndice C – Impactos das anomalias da TSM do Oceano Atlântico Tropical....</b>	<b>179</b>
<b>9. Apêndice D – Community Amospheric Model versão 2.02 (CAM 2.02) .....</b>	<b>181</b>
9.1. Histórico.....	182
9.2. Equações Fundamentais.....	184
9.3. Solução Numérica. ....	187
9.4. Parametrizações físicas.....	190
<b>10. Apêndice E – Obtenção, compilação e alterações no código fonte do modelo CAM</b> <b>.....</b>	<b>193</b>

## Índice de Figuras:

Figura 2.2.1. Esquema de anomalias observadas na circulação das células de Walker (setas azuis) e Hadley (setas vermelhas) na configuração de eventos do tipo El Niño canônico(a) e La Niña canônica(b). Extraído de Ambrizzi et al 2004.....	14
Figura 2.3.1 – Mapa de distribuição espacial média das principais correntes oceânicas de superfície na região da Bacia do Oceano Atlântico Sul. Extraído de Peterson e Stramma,1991.....	16
Figura 2.3.2 – Representação esquemática da região da confluência Brasil – Malvinas. Extraído de Peterson and Stramma, 1991.....	17
Figura 2.3.3 – Desvio padrão das anomalias mensais da TSM na região da CBM, sendo as linhas de contorno em branco equivalentes a média anual. Extraída de Tokinaga et al. (2005).....	18
Figura 2.3.4.(a) Variância da espessura do oceano (cm) onde ocorrem a anomalias na TSM (1992 a 2001); b) Variância da TSM (° C) (1997 a 2003) e c) Variância do vento à superfície (m/s) (1999 – 2003). Extraído de Small et al. (2005).....	19
Figura 2.3.5. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de janeiro (1950 – 2007). Fonte: NOAA.....	22
Figura 2.3.6. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de fevereiro (1950 – 2007). Fonte: NOAA.....	22
Figura 2.3.7. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de fevereiro (1950 – 2007). Fonte: NOAA.....	23
Figura 2.3.8. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM média para os meses de janeiro a março (1950 – 2007). Fonte: NOAA.....	23
Figura 3.1(a) - Distribuição Zonal média da Pressão atmosférica Reduzida a Nível do Mar em hPa para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	30
Figura 3.1(b) – Distribuição Zonal média da Temperatura do ar na Superfície em °C para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	30
Figura 3.1(c) – Distribuição Zonal média da Componente do vento Zonal no nível de 200hPa em m/s para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	31

Figura 3.1(d) – Distribuição Zonal média da Componente do vento Meridional no nível de 200hPa em m/s para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	31
Figura 3.1.(e) – Distribuição Zonal média do Fluxo de Calor Latente na Superfície em W/m <sup>2</sup> para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	33
Figura 3.1(f) – Distribuição Zonal média da Cobertura Total de Nuvens em porcentagem para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	33
Figura 3.1(g) – Distribuição Zonal média do Fluxo de Radiação de Onda Longa emitida no topo do modelo em W/m <sup>2</sup> para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	34
Figura 3.1(h) – Distribuição Zonal média da Taxa de Precipitação Total em mm/dia para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.....	34
Figura 3.2(a) - Distribuição Zonal média da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP.....	36
Figura 3.2(b) - Distribuição Zonal média da temperatura da superfície observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP.....	37
Figura 3.2(c) - Distribuição Zonal média da cobertura total de nuvens observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP.....	37
Figura 3.2.1.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 1.....	40
Figura 3.2.1.2. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 1...41	
Figura 3.2.2.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 2.....	42
Figura 3.2.2.2. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 2...43	
Figura 3.2.3.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 3.....	44
Figura 3.2.3.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 3...45	

Figura 3.2.4.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo (Atlântico Sul) – Experimento 4.....	45
Figura 3.2.5.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo (Atlântico Sul) – Experimento 5.....	46
Figura 4.1.1.1. Distribuição espacial dos principais aproveitamentos e bacias do SIN utilizados nesse trabalho. Fonte: ONS.....	49
Figura 4.1.1.2. Anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul verificadas de outubro de 2004 até março de 2005, consecutivamente. (fonte:CPTEC/INPE).....	53
Figura 4.1.1.3. Anomalia de vento (m/s) em 200 hPa verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.....	54
Figura 4.1.1.4. Anomalia de vento (m/s) em 850 hPa verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.....	55
Figura 4.1.1.5. Anomalia de precipitação (mm) verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.....	56
Figura 4.1.1.6. Anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (m) verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.....	57
Figura 4.1.1.7. Anomalias da temperatura da superfície (°C) modeladas nos meses de dezembro a março, respectivamente, após a inclusão da anomalia de TSM.....	58
Figura 4.1.1.8. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) no experimento 1.....	60
Figura 4.1.1.9. Anomalia das linhas de corrente em 850 hPa (m/s) no experimento 1.....	60
Figura 4.1.1.10. Anomalia das linhas de corrente em 700 hPa (m/s) no experimento 1.....	61
Figura 4.1.1.11. Anomalia das linhas de corrente em 500 hPa (m/s) no experimento 1.....	61
Figura 4.1.1.12. Anomalia das linhas de corrente em 300 hPa (m/s) no experimento 1.....	61
Figura 4.1.1.13. Anomalia das linhas de corrente em 200 hPa (m/s) no experimento 1.....	61
Figura 4.1.1.14. Diferença entre o fluxo de calor na superfície (W/m <sup>2</sup> )/mês entre o experimento 1 e o caso controle.....	62
Figura 4.1.1.15. Corte vertical meridional feito em 54°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de Omega (hPa/s). Experimento 1.....	63
Figura 4.1.1.16. Vorticidade relativa (m/s) simulada em 1000 hPa no caso controle.....	64

Figura 4.1.1.17. Divergência horizontal (*10e5) (m/s) simulada em 1000 hPa no caso controle.....	64
Figura 4.1.1.18. Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa no caso controle.....	65
Figura 4.1.1.19. Omega (hPa/s) no nível 1000 hPa no caso controle.....	66
Figura 4.1.1.20. Omega (hPa/s) no nível 850 hPa no caso controle.....	66
Figura 4.1.1.21. Omega (hPa/s) no nível 700 hPa no caso controle.....	66
Figura 4.1.1.22. Omega (hPa/s) no nível 500 hPa no caso controle.....	66
Figura 4.1.1.23. Omega (hPa/s) no nível 300 hPa no caso controle.....	67
Figura 4.1.1.24. Omega (hPa/s) no nível 200 hPa no caso controle.....	67
Figura 4.1.1.25 - Diferença da vorticidade relativa do vento em 1000 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	68
Figura 4.1.1.26 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 850 hPa (m/s) entre o caso experimento 1 e o caso controle.....	68
Figura 4.1.1.27 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 700 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	69
Figura 4.1.1.28 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 500 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	69
Figura 4.1.1.29 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 300 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	69
Figura 4.1.1.30 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 200 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	69
Figura 4.1.1.31. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de omega (hPa/s). Diferença entre o caso perturbado do experimento 1 e o caso controle.....	70
Figura 4.1.1.32. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de omega (hPa/s). Experimento 1.....	71
Figura 4.1.1.33. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de Temperatura (°C) e velocidade horizontal do vento. Diferença entre o caso perturbado do experimento 1 e o caso controle.....	72

Figura 4.1.1.34 - Diferença da divergência horizontal do vento em 1000 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	73
Figura 4.1.1.35 – Diferença da divergência horizontal do vento em 850 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	73
Figura 4.1.1.36 – Diferença da divergência horizontal do vento em 700 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	74
Figura 4.1.1.37 – Diferença da divergência horizontal do vento em 500 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	74
Figura 4.1.1.38 – Diferença da divergência horizontal do vento em 300 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	74
Figura 4.1.1.39 – Diferença da divergência horizontal do vento em 200 hPa (*10e5) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	74
Figura 4.1.1.40. Vetor vento em 200 hPa (m/s) no caso controle.....	75
Figura 4.1.1.41. Vetor vento em 200 hPa (m/s) no experimento 1.....	75
Figura 4.1.1.42. Diferença do vetor vento em 500 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.....	76
Figura 4.1.1.43. Vetor vento em 500 hPa (m/s) no caso controle.....	76
Figura 4.1.1.44. Esquema com o resumo das alterações nos padrões de circulação atmosférica observados na simulação numérica após a introdução das anomalias de TSM no Atlântico Sul.....	77
Figura 4.1.1.45. Anomalia da umidade específica (kg/kg) integrada entre os níveis de 1000 a 500 hPa modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.....	79
Figura 4.1.1.46. Anomalia do fluxo de radiação de onda longa ((W/m <sup>2</sup> )/mês ) modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.....	79
Figura 4.1.1.47. Anomalia na altura da CLA (m) modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.....	80
Figura 4.1.1.48. Anomalia da precipitação total mm modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.....	80

Figura 4.1.1.49. (a) Anomalias de precipitação em mm verificadas no mês de fevereiro de 2005; e (b) anomalias na precipitação total mm modeladas numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.....	82
Figura 4.1.2.1. Ilustração de algumas bacias do SIN com destaque para a UHE Jupuíá (triângulo vermelho). Fonte: ONS.....	84
Figura 4.1.2.2. Localização dos aproveitamentos hidrelétricos da bacia do rio Paraná. Fonte: ONS.....	85
Figura 4.1.2.3. Diagrama esquemático dos reservatórios localizados na bacia do rio Paraná. Fonte: ONS.....	86
Figura 4.1.2.4. Evolução temporal das vazões naturais observadas na UHE Jupuíá nas cinco maiores cheias ocorridas na bacia do rio Paraná. Fonte: ONS.....	88
Figura 4.1.2.5. Evolução temporal das vazões naturais médias observadas no mês de janeiro ao longo do histórico de 1931-2007. Fonte: ONS.....	89
Figura 4.1.2.6. Anomalia de precipitação observada no mês de janeiro de 1983. Fonte: CPTEC/INPE.....	90
Figura 4.1.2.7. Evolução da anomalia de TSM no Pacífico Equatorial em 1982. Fonte: NASA/JPL.....	91
Figura 4.1.2.8. Evolução da anomalia de TSM no Pacífico Equatorial em 1983. Fonte: NASA/JPL.....	92
Figura 4.1.2.9. Evolução da anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).....	93
Figura 4.1.2.10. Índice de Oscilação Sul Standarizado observado e calculado no experimento 2 entre os meses de março de 1982 e setembro de 1983, equivalente a março do ano (0) e setembro do ano (1). ....	95
Figura 4.1.2.11. Evolução das anomalias da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).....	97
Figura 4.1.2.12. Evolução das anomalias do vento em 850 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).....	99

Figura 4.1.2.13. Evolução das anomalias do omega em 850 hPa (Pa/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).....	101
Figura 4.1.2.14. (a) Anomalia de precipitação observada em outubro de 1982 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 2 para o mês de outubro do ano (0), equivalente a outubro de 1982.....	102
Figura 4.1.2.15. (a) Anomalia de precipitação observada em janeiro de 1983 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 1983.....	102
Figura 4.1.2.16 – Campo espacial do vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade, simulado pelo modelo MOM 4 no mês de pico de energia cinética do evento El Niño1982-83, equivalente ao mês de janeiro do ano (1). Fonte: Assad, 2006.....	104
Figura 4.1.2.17. Anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).....	106
Figura 4.1.2.18. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).....	107
Figura 4.1.2.19. Anomalia vento em 800 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b)...	108
Figura 4.1.2.20. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).....	110
Figura 4.1.2.21- Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1) em 500 hPa: (a) omega (hPa/s) e (b) vorticidade relativa em m/s.....	111
Figura 4.1.2.22- Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1): (a) altura da camada limite planetária em m e (b) fluxo de radiação de onda longa na superfície em (W/m <sup>2</sup> )/mês.....	112

Figura 4.1.2.23- Campo de vento em 500 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 1983; (b) simulado no experimento 2; (c) simulado no experimento 4.....	114
Figura 4.1.2.24. Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 na anomalia de precipitação (mm) no mês de janeiro do ano (1).....	115
Figura 4.1.2.25- Anomalia de precipitação (mm) (a) observada no mês de janeiro de 1983 (Fonte:CPTEC/INPE); (b) simulada no experimento 2 e (c) simulada no experimento 4 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 1983.....	116
Figura 4.1.3.1. Evolução das anomalias da TSM nos meses de agosto de 2006 (a) até março de 2007 (h) - Episódio do El Niño 2006-07. Fonte: CPTEC/INPE.....	118
Figura 4.1.3.2. Evolução das anomalias da temperatura na superfície (°C), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).....	119
Figura 4.1.3.3. Índice de Oscilação Sul Standardizado observado e calculado no experimento 2 entre os meses de março de 1982 e setembro de 1983, equivalente a março do ano (0) e setembro do ano (1).....	121
Figura 4.1.3.4. Evolução das anomalias do de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).....	123
Figura 4.1.3.5. Evolução das anomalias do vento em 850 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).....	124
Figura 4.1.3.6. Evolução das anomalias de omega (hPa/s) em 500 hPa, simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).....	125
Figura 4.1.3.7. (a) Anomalia de precipitação observada em novembro de 2006 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de novembro do ano (0), equivalente a novembro de 2006.....	126
Figura 4.1.3.8. (a) Anomalia de precipitação observada em dezembro de 2006 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de dezembro do ano (0), equivalente a dezembro de 2006.....	127

Figura 4.1.3.9. (a) Anomalia de precipitação observada em janeiro de 2007 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 2007.....	127
Figura 4.1.3.10. Anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	130
Figura 4.1.3.11. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	131
Figura 4.1.3.12. Anomalia vento em 800 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	132
Figura 4.1.3.13. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	133
Figura 4.1.3.14- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de dezembro do ano (0) em 500 hPa: (a) omega em hPa/s e (b) vorticidade relativa em m/s.....	135
Figura 4.1.3.15- Campo de vento médio em 850 hPa em m/s (a) observado no mês de dezembro de 2006; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 para o mês de dezembro do ano (0) .....	136
Figura 4.1.3.16. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 da umidade específica integrada entre 1000 e 500 hPa (kg/kg) no mês de dezembro do ano (0).....	136
Figura 4.1.3.17. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de precipitação (mm/mês) no mês de dezembro do ano (0).....	137
Figura 4.1.3.18- Anomalia de precipitação (mm/mês) (a) observada no mês de dezembro de 2006 (Fonte:CPTEC/INPE); (b) simulada no experimento 3 e (c) simulada no experimento 5 para o mês de dezembro do ano (0), equivalente a dezembro de 2006.....	138

Figura 4.1.3.19. Anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	140
Figura 4.1.3.20. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	141
Figura 4.1.3.21. Anomalia vento em 800 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).....	142
Figura 4.1.3.22. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b) .....	143
Figura 4.1.3.23- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) em 500 hPa: (a) divergência horizontal do vento (*10e5) (m/s) e (b) vorticidade relativa em m/s.....	145
Figura 4.1.3.24- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) da variável omega em (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa e (d) 200 hPa.....	147
Figura 4.1.3.25- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) da divergência horizontal do vento (*10e5) (m/s) em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b).....	148
Figura 4.1.3.26. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de temperatura média (°C) em 200 hPa no mês de janeiro do ano (1).....	149
Figura 4.1.3.27 – Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento médio em 1000 hPa (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 para o mês de janeiro do ano (1).....	150
Figura 4.1.3.28 - Campo de vento médio em 850 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 no mês de janeiro do ano (1).....	150

Figura 4.1.3.29 - Campo de vento médio em 200 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 no mês de janeiro do ano (1).....	151
Figura 4.1.3.30. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de precipitação (mm/mês) no mês de janeiro do ano (1).....	153
Figura 4.1.3.31- Anomalia de precipitação (mm) (a) observada no mês de janeiro de 2007 (Fonte:CPTEC/INPE); (b) simulada no experimento 3 e (c) simulada no experimento 5 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 2006.....	154
Figura 4.1.3.32- Evolução temporal das anomalias mensais médias da TSM do Atlântico Sul na região da CBM, em °C, e da vazão natural média mensal observada na UHE Jupia, em % da média (Fonte: ONS).....	155

## Índice de Tabelas:

Tabela 4.1.1.1 – Anomalias de precipitação verificadas nas principais bacias hidrográficas da região Sul do Brasil em % da precipitação média climatológica mensal.....	50
Tabela 4.1.1.2 – Anomalias de vazão natural verificadas nos principais aproveitamentos hidroelétricos da região Sul do Brasil em % da média de longo termo.....	51
Tabela 4.1.1.3 – Anomalias de precipitação verificadas nas principais bacias hidrográficas da região Sudeste do Brasil em % da precipitação média climatológica mensal.....	51
Tabela 4.1.1.4 – Anomalias de vazão natural verificadas nos principais aproveitamentos hidroelétricos da região Sudeste do Brasil em % da média de longo termo.....	52
Tabela 4.1.2.1. Maiores volumes e cheias já ocorridos na UHE Jupiá, localizada na bacia do rio Paraná. Os volumes são correspondentes às vazões excedentes à vazão de restrição de 16.000 m <sup>3</sup> /s. Fonte: ONS.....	87
Tabela 4.1.2.2. Tabela com a ocorrência e intensidade dos eventos do tipo El Niño até o ano de 1998. Nesta tabela não constam os eventos de 2002-2003 e 2006-2007, sendo que ambos foram classificados como fraco/moderado. Fonte: CPTEC/INPE.....	89

## **Glossário**

ASMAS – Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul

CBM – Confluência Brasil/Malvinas

ENOS – El Niño Oscilação Sul

JBN – Jatos de Baixos Níveis

JSAS – Jato Subtropical da América do Sul

MCGA – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

ONS – Operador Nacional do Sistema elétrico

SIN – Sistema Interligado Nacional

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

## **1. Introdução**

Os fenômenos acoplados entre oceano e atmosfera são estudados há vários anos em diversas partes do mundo, sendo os mais difundidos aqueles relacionados aos impactos dos fenômenos oceânicos do tipo El Niño-Oscilação Sul (ENOS) no clima de todo o globo. Os fenômenos do tipo ENOS são ocasionados por anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Pacífico Equatorial.

No entanto, nas últimas décadas, alguns pesquisadores também têm estudado a influência que as anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul exercem no clima de grande parte da América do Sul, principalmente durante o verão. Evidências observacionais, teóricas e resultados de Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) demonstram, por exemplo, a influência que as condições atmosféricas e oceânicas do oceano Atlântico tropical podem ter na variabilidade interanual da precipitação sobre a América do Sul, particularmente sobre as regiões Amazônica (Buchmann et al., 1995) e Nordeste do Brasil (Nobre, 1996). A influência das anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul na variabilidade de baixa frequência da monção de verão na América do Sul também tem sido objeto de investigação, como no estudo observacional e numérico realizado por Drumond e Ambrizzi (2005).

Quando as anomalias na TSM ocorrem simultaneamente no oceano Pacífico Equatorial e no oceano Atlântico Sul, as alterações dos padrões climáticos e a relação de causa e efeito podem se tornar bastante complexas. Em eventos do tipo ENOS muito intensos, a circulação atmosférica sobre o oceano Atlântico Sul pode ser diretamente afetada (Venegas et al., 1997; Cataldi e Torres Júnior, 2000), sendo alterada, por exemplo, a posição do Anticiclone Subtropical Marítimo do Atlântico Sul (ASMAS). Outros estudos sugerem que os impactos de fenômenos do tipo ENOS no regime de precipitação sobre a América do Sul podem ser amplificados ou inibidos de acordo com as anomalias observadas da TSM do oceano Atlântico Sul (Enfield and Mayer, 1997; Vera et. al, 2004). A combinação de anomalias na TSM desses dois oceanos pode alterar também a intensidade, a posição e a permanência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (Quadro, 1994; Silva e Kousky, 2000; Peagle and Mo, 2002; Doyle and Barros, 2002 e Carvalho et al., 2004).

Todos esses estudos, e muitos outros que compõem a literatura meteorológica e climática, foram realizados com o intuito de explicar variações ocorridas no sistema climático atmosférico, relacionando-as com mudanças ocorridas no estado médio dos oceanos. Nesses casos, mudanças climáticas associadas a fatores externos ao sistema climático, como parâmetros astronômicos, por exemplo, e a fatores internos, como ações antropogênicas, modificações naturais na composição química da atmosfera ou a flutuações nos termos não lineares, não foram levados em consideração. No entanto, devido à complexidade inerente ao sistema climático do planeta, esse tipo de abordagem torna-se importante por validar algumas hipóteses e trazer respostas, mesmo que parciais, sobre a maneira como determinados padrões climáticos são alterados.

Para a elaboração de cenários climáticos futuros, por exemplo, é necessário o conhecimento dos padrões que compõem o estado climático de uma determinada região e de como ocorre a sua variabilidade natural. A atmosfera é um sistema intrinsecamente termodinâmico e que não pode ser estudado separadamente das suas condições de contorno (Peixoto e Oort, 1991). Dessa forma, a variabilidade das condições da TSM, como já citado anteriormente, tem uma influência notável no sistema atmosférico, sendo de grande relevância, então, para o desenvolvimento de prognósticos climáticos, e, conseqüentemente, hidrológicos.

No Brasil, esse tipo de conhecimento é de grande relevância, por exemplo, para a otimização do planejamento da operação do parque hidro-energético brasileiro. Esse planejamento atualmente é baseado no intercâmbio de energia entre as regiões integrantes do Sistema Interligado Nacional\* (SIN), com o conseqüente cálculo do Custo Marginal de Operação (CMO) da energia de cada subsistema, e na disponibilidade de energia termoelétrica que poderá ser utilizada em cada um deles. Com a interligação dos diversos subsistemas que compõem o SIN, é possível atualmente programar, para horizontes futuros variáveis, o intercâmbio de energia entre regiões, visando a preservação dos recursos naturais de um determinado subsistema, que pode estar, por exemplo, com uma previsão climática desfavorável no que diz respeito à precipitação, e a minimização do custo da

---

\* O Sistema Interligado Nacional é formado pelas empresas das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e parte da região Norte. Apenas 3,4% da capacidade de produção de eletricidade do país encontra-se fora do SIN, em pequenos sistemas isolados localizados principalmente na região amazônica. Fonte: <http://www.ons.org.br>

energia elétrica para o consumidor final. Essas atribuições, entre outras, são do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS).

O propósito deste trabalho é avaliar, via simulação computacional, a influência das anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul extratropical e do oceano Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. Neste trabalho, será dado um maior destaque às anomalias ocorridas no período do verão do hemisfério sul, pois, apesar do regime hidrometeorológico da região Sul do Brasil não apresentar um comportamento sazonal bem definido, sendo inclusive bimodal (Grimm et al., 1998; Párraga, 2001), é nesse período do ano que se define, nos maiores reservatórios das usinas hidrelétricas brasileiras, que estão localizados na região Sudeste do Brasil, grande parte da disponibilidade hídrica anual para a geração de energia elétrica.

Para essa avaliação, foi feita a opção pela geração matemática de anomalias da TSM e sua inclusão em um MCGA. Essa abordagem permite a avaliação controlada de como essas anomalias podem influenciar no clima de parte do Brasil durante a estação de verão. Em outras palavras, considerando que todos os processos internos que compõem o sistema climático estão corretamente representados no MCGA, pode-se obter a compreensão de como as anomalias da TSM atuam na alteração de padrões climáticos dessa região, sem a interferência de qualquer outro evento, atmosférico ou oceânico, que esteja fora do estado médio da atmosfera obtido a partir das equações contidas no MCGA. Um dos estudos pioneiros a utilizar esse tipo de abordagem foi feito por Buchmann et al (1995), sendo que no trabalho desses autores a perturbação foi introduzida diretamente no escoamento atmosférico do MCGA.

O primeiro objetivo deste estudo é a obtenção da climatologia do MCGA e, conseqüentemente, a geração do caso controle. O cumprimento dessa etapa tem grande importância para todas as demais, tendo em vista que, a partir da comparação com o caso controle, é que serão identificadas as anomalias atmosféricas obtidas após a inclusão das anomalias da TSM.

Posteriormente, são geradas funções analíticas para a representação espacial e temporal dos padrões de anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul extratropical, na região de confluência das correntes do Brasil e das Malvinas. Após a geração dessas

funções, são realizados experimentos com o MCGA incluindo essas anomalias, gerando o primeiro experimento controlado.

Na etapa seguinte, são reproduzidas, também via modelagem computacional, as características espaciais e temporais das anomalias do oceano Pacífico Equatorial em situações de dois diferentes eventos El Niño. Primeiramente, é simulada uma configuração de um fenômeno El Niño bastante intenso e com aquecimento lento, semelhante ao ocorrido entre os anos de 1982 e 1983. Em um terceiro experimento, é simulado, com o MCGA, um El Niño mais fraco e de aquecimento mais rápido, semelhante ao El Niño ocorrido entre os anos de 2006 e 2007. Essas duas etapas correspondem aos experimentos controlados dois e três.

Nos experimentos quatro e cinco são realizadas simulações adicionando-se aos experimentos dois e três as anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical na região da confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, conforme o ocorrido também durante os eventos El Niño de 1982-93 e 2006-07.

É importante ressaltar que as simulações envolvendo os eventos El Niño e as anomalias do Atlântico Sul foram motivadas por eventos observados de excesso ou déficit de precipitação nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. Nos meses de janeiro de 1983 e 2007 foram observadas, respectivamente, as duas maiores cheias na bacia do rio Paraná, em um histórico de 75 anos (fonte: ONS). Já no mês de fevereiro de 2005 foram observadas intensas anomalias negativas de precipitação, e conseqüentemente de vazão, em todas as bacias da região Sul.

No próximo capítulo, será apresentada uma breve descrição da fenomenologia de processos relacionados com os objetivos desse trabalho. O capítulo 3 deste documento contém a metodologia empregada para o desenvolvimento dos experimentos numéricos realizados com o MCGA. No capítulo seguinte, são apresentados os principais resultados, abordando os impactos das anomalias positivas da TSM do oceano Atlântico Sul extratropical e do oceano Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil.

No capítulo 5 são apresentadas conclusões e recomendações deste estudo, sendo as referências bibliográficas apresentadas no capítulo 6.

Por fim, o trabalho conta com quatro Apêndices, sendo os dois primeiros referentes a uma breve revisão bibliográfica dos temas de modelagem atmosférica e de impactos das anomalias na TSM do oceano Atlântico Tropical no clima da América do Sul. No terceiro apêndice, é apresentada uma descrição resumida e o histórico do MCGA utilizado neste estudo, sendo as modificações realizadas no código fonte desse modelo, para a inclusão das anomalias de TSM, descritas no quarto e último apêndice.

## **2. Fenomenologia.**

As regiões Sul e Sudeste do Brasil têm seus regimes de precipitação influenciados pela passagem e pela intensidade de sistemas frontais (Oliveira, 1986). Por sua vez, o comportamento desses sistemas está intimamente ligado à intensidade e ao posicionamento do jato subtropical da América do Sul (Kousky e Cavalcanti, 1984; Browning, 1985). Outro sistema importante para a ocorrência de precipitação nessas regiões, em particular na região Sul e no sul da região Sudeste, são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que têm sua dinâmica induzida pela topografia dos Andes e pelo acoplamento do Jato de Baixos Níveis (JBN) e do Jato Subtropical da América do Sul (JSAS) (Madox, 1983; Miller e Fritsch, 1991). A formação e o deslocamento desses sistemas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, em alguns casos, também podem estar associados com o deslocamento de sistemas frontais, como sugerido por Guedes et al. (1994).

O JBN na América do Sul, localizado a leste da cordilheira dos Andes, é uma estreita zona de ventos máximos que ocorre nos primeiros quilômetros da atmosfera. Esse sistema tem um papel importante no transporte de umidade da região Equatorial para regiões de latitudes mais altas, incluindo a região Sul do Brasil, sendo considerado uma esteira transportadora de umidade, modulando o fluxo de umidade entre essas regiões (Marengo et al, 2002).

A configuração da ZCAS também é determinante para o regime de precipitação sobre essas regiões, principalmente nos meses de verão. A ocorrência desse tipo de evento geralmente ocasiona a intensificação de precipitação na região Sudeste e períodos de estiagem na região Sul, já que, quando a ZCAS está configurada, o JBN está enfraquecido e a umidade transportada da Amazônia é dirigida para a Região Sudeste do Brasil (Quadro, 1994; Santos et al., 2004).

Outro sistema importante para o regime de precipitação dessas regiões é o ASMAS, pois a sua posição pode determinar a frequência com que as frentes frias atingem a região Sudeste (Diaz et. al., 1997)

Existem outros sistemas que também são importantes para a ocorrência e a persistência de precipitação nessas regiões, como é o caso da configuração da alta da Bolívia e da baixa do Chaco durante os meses de verão, dos Vórtices Ciclônicos de Altos

níveis (VCAN), dos bloqueios atmosféricos em níveis médios (500 hPa), dos sistemas tipo vírgula invertida, da ocorrência de ciclogênese na região Sul, entre outros. No entanto, a maior parte das análises realizadas neste trabalho fará menção à posição e à intensidade do JBN e do JSAS, ao suporte dinâmico para a configuração da ZCAS e a posição do ASMAS, tendo em vista que todos esses sistemas estão associados, direta ou indiretamente, entre si (Taljaard, J.J., 1972) e que a ZCAS e a posição do ASMAS são sistemas sensíveis às variações de grande escala e amplamente estudados na literatura meteorológica, como no caso dos estudos de Casarim e Kousky (1986) e Diaz et. al. (1997). No trabalho de Casarim e Kousky (1986), é discutida uma relação entre a ZCAS, o aquecimento da TSM do Pacífico equatorial e as anomalias de precipitação nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. No estudo de Diaz et. al. (1997), é relacionado o aumento do índice de precipitação sobre o Uruguai e o Sul do Brasil com a presença do fenômeno El Niño. Segundo os autores, existe uma correlação entre as variações da TSM do oceano Pacífico Equatorial com as mudanças na TSM do Atlântico Sul, induzindo o deslocamento anômalo do ASMAS para dentro da costa da região Sudeste, formando um bloqueio para as massas de ar frio, oriundas das regiões polares, ficando estas em regime semi-estacionário sobre a região Sul do Brasil e Uruguai, ocasionando um aumento na precipitação nestes locais.

A variabilidade de baixa frequência dos campos de pressão ao nível do mar no hemisfério sul, em resposta positiva às anomalias da TSM do Oceano Pacífico Equatorial e ao deslocamento das células de Hadley e Walker (Sinclair et al., 1997), causam um aumento na frequência de chegadas de massas de ar oriundas das altas latitudes, além do deslocamento das células de Hadley e Walker, que têm grande influência sobre todo o clima tropical (Hou, 1997).

Com relação às teleconexões envolvendo as anomalias do oceano Atlântico Sul e o regime pluviométrico ou hidrológico da América do Sul, ainda são encontrados poucos trabalhos científicos. Uma das regiões onde essas teleconexões são mais estudadas é a região da bacia do Prata (Povessa e Mesa, 1997; Robertson e Mechoso, 1998; Diaz et al., 1998; Mechoso et. al., 2001), que se estende por grande parte do sudeste da América do Sul. Nesses trabalhos, foram avaliadas, com a utilização de dados observados, a influência das anomalias da TSM do Oceano Pacífico Equatorial e do Oceano Atlântico Sul no regime hidrológico dessa bacia. No entanto, nesses estudos, as principais teleconexões diretas entre

o regime pluviométrico e hidrológico do sudeste da América do Sul são associadas às variações na TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a fenômenos do tipo ENOS, ficando às influências das anomalias na TSM do Oceano Atlântico Sul com papel secundário.

No restante deste capítulo será feita uma breve discussão sobre teleconexões, que são o principal mecanismo de propagação de perturbações atmosféricas oriundas de distúrbios observados nos oceanos, sobre os fenômenos do tipo ENOS e sobre as anomalias na TSM do oceano Atlântico Sul extratropical, que são o principal objeto de estudo deste trabalho.

## **2.1 Teleconexões**

Teleconexão pode ser definida como a relação de causa e efeito entre processos ambientais que guardam distância entre si, onde forçantes locais agem para influenciar regiões remotas e vice-versa. Essas análises têm sido usadas principalmente para estudar as flutuações de grande escala e de baixa frequência na atmosfera. (Cavalcante e Oliveira, 1998). Podemos encontrar indícios de teleconexão tanto na interação oceano-atmosfera como entre variações na estrutura interna da atmosfera.

Teleconexões são encontradas em todo o globo, tendo sido publicado o primeiro artigo sobre o assunto em 1932 (sem existir ainda o nome teleconexão) por Walker e Bliss. Este estudo estava relacionado com a Oscilação Sul (OS), sendo analisado dados de pressão ao nível do mar, e encontradas correlações negativas entre as regiões do oceano Pacífico Sul e da Austrália/ Oceano Índico

Em relação as teleconexões envolvendo interações entre oceano-atmosfera, as mais estudadas são aquelas associadas aos fenômenos do tipo ENOS, sendo o primeiro modelo simplificado a incorporar a dinâmica dessas interações nas equações de predição climática apresentado em 1968, por Yoshihara.

Em estudos mais recentes, através de uma análise de correlação da altura geopotencial em 500 hPa e da pressão à superfície, foram identificadas 5 teleconexões no Hemisfério Norte. Essas configurações foram chamadas de Pacific North America (PNA), West Atlantic (WA), East Atlantic (EA), Eurasian (EU) e West Pacific (WP), sendo intensamente estudadas até os dias de hoje (Wallace e Gutzler, 1981)

No Hemisfério Sul, várias teleconexões associadas aos padrões de circulação atmosférica também foram identificadas ao longo dos últimos anos. Em 1985, Mo e White aplicaram a mesma metodologia utilizada anteriormente por Wallace e Gutzler para o Hemisfério Sul. Nesse estudo, foi encontrada uma estrutura de propagação de onda, sugerindo que a circulação atmosférica do Hemisfério Sul apresenta transições entre circulações zonalmente simétricas e circulações apresentando estrutura horizontal de número de onda 3.

No estudo de Trenberth e Mo (1985), é demonstrado que a América do Sul pode ser fortemente influenciada por esse tipo de configuração, em particular quando o seu centro positivo ou negativo se localiza a sudeste do continente. Nesses casos, essa teleconexão teria relação com a configuração de bloqueios na América do Sul.

Uma possível teleconexão entre os dois lados da América do Sul foi estudada por Fraedrich e Lutz (1986) e Mo e Ghil (1987). Essa teleconexão, inicialmente chamada de teleconexão da América do Sul, tem um dipolo zonal formado por um centro sobre o Pacífico Sul Leste ( $90^{\circ}\text{W}$ ) e outro sobre o Atlântico Sul Oeste ( $40^{\circ}\text{W}$ ). Um dos principais responsáveis por essa bipolaridade, apontado nesse estudo, seria o efeito orográfico de separação que a Cordilheira dos Andes exerce entre esses dois oceanos.

Uma contribuição importante foi dada por Hoskins e Ambrizzi (1993), onde foram definidas guias de onda para a propagação de ondas de Rossby ao longo de todo o globo. Essas guias de onda foram obtidas através da utilização de um modelo barotrópico e linearizado para um escoamento médio climatológico em 300 hPa entre dezembro e fevereiro.

## **2.2 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)**

Os fenômenos El Niño e La Niña são caracterizados por anomalias da TSM do Pacífico Equatorial, sendo que, nos períodos sob influência do El Niño, verifica-se uma anomalia positiva dos valores de TSM junto à costa do Peru, e valores negativos próximos à costa da Austrália. Já a situação inversa caracteriza o fenômeno oposto, chamado de La Niña (Philander, 1990).

O breve histórico sobre os eventos ENOS, apresentado a seguir, foi baseado em Philander (1990).

Na década de 20, enquanto os cientistas na América do Sul estavam ocupados documentando os efeitos locais do El Niño, um cientista inglês chamado Sir Gilbert Walker, numa missão na Índia, tentando encontrar uma maneira de prever as monções asiáticas, pesquisando nos registros meteorológicos da época, descobriu uma incrível correlação entre as leituras feitas nos barômetros nas estações do lado oeste e as feitas do lado leste do Pacífico. Ele notou que quando a pressão subia no leste geralmente caia no oeste e vice-versa. Então, ele denominou esse fenômeno como “Oscilação Sul”, caracterizando as subidas e descidas desta “gangorra” leste-oeste nos barômetros do Pacífico.

Quando a “gangorra” está muito inclinada, a pressão é alta no leste do Pacífico e baixa no oeste. O contraste de pressão leste-oeste (gradiente horizontal de pressão) ao longo do equador força os ventos de superfície leste (de leste para oeste) que se estendem desde as Ilhas Galápagos até quase a Indonésia. Quando a gangorra está pouco inclinada os ventos enfraquecem. As maiores mudanças na inclinação da gangorra e na força dos ventos ocorrem sobre o Pacífico oeste. A oeste da "linha de data" os ventos de leste geralmente desaparecem por completo durante os anos de "low-index", enquanto que a leste da linha de data eles apenas enfraquecem.

Walker atribuiu a esse fenômeno algumas variações no clima de todo o globo, pois notou que a estação de monção em condição de pouca inclinação era marcada por secas na Austrália, Indonésia, Índia e partes da África. Ele também afirmou que o inverno nesta condição tende a ser anormalmente úmido no oeste do Canadá. Essas afirmações de Walker causaram algumas manifestações contrárias de cientistas de sua época, devido principalmente a hipótese de que uma variação no Pacífico pudesse influenciar o clima de todo o globo. Quanto a essas críticas, Walker apenas respondeu que a explicação viria no futuro, e que provavelmente estaria associada aos regimes de vento sobre o Pacífico, mas que devido a sua forte insuficiência de dados não poderia descrevê-la no momento.

No final dos anos 60, o professor da Universidade da Califórnia, Jacob Bjerknes, contribuiu com um outro importante pedaço do quebra-cabeça, publicando a primeira descrição compreensível do ciclo de vida das tempestades nas latitudes temperadas.

Cinquenta anos depois de Walker, ele foi o primeiro a estabelecer uma relação entre a temperatura anormalmente alta da superfície do mar e o enfraquecimento do vento leste e as pesadas chuvas que acompanham as condições de baixa inclinação. Finalmente, a descoberta de Bjerknes levou ao reconhecimento de que as águas quentes do El Niño e a gangorra de pressão da Oscilação Sul de Walker eram partes do mesmo fenômeno - atualmente conhecido pela sigla ENOS ( El Niño- Oscilação Sul) (Bjerknes, 1969).

Quando a diferença de pressão entre as estações da Ilha da Páscoa e de Darwin é grande e positiva, as condições de ventos favorecem a ocorrência do fenômeno La Niña, e se esta diferença de pressão for baixa e negativa estabelecem-se as condições favoráveis ao fenômeno El Niño. O ciclo do ENOS é importante para determinar a variabilidade da série observada incluindo ambos os eventos, "El Niño" e "La Niña".

Pode-se caracterizar o período médio de um episódio típico de El Niño durando de 12 a 18 meses, e sua evolução típica pode ser descrita com o início do aquecimento da TSM do Pacífico Equatorial no começo do ano, atingindo sua máxima intensidade durante dezembro daquele ano e janeiro do próximo e se enfraquecendo na metade do segundo ano.

Já os episódios do fenômeno La Niña, em média, começam a se desenvolver em um certo ano, atingindo sua intensidade máxima no final desse mesmo ano, vindo a se dissipar em meados do ano seguinte, sendo que algumas de suas ocorrências podem durar até dois anos.

Suas origens são ainda desconhecidas, mas alguns padrões já conseguiram ser identificados em episódios tanto do El Niño, como La Niña. Percebe-se, por exemplo, durante os períodos sob influência do fenômeno EL Niño, um enfraquecimento dos ventos alísios sobre a Costa do Peru, e um deslocamento da célula de Walker para leste, ocorrendo o inverso nos períodos de La Niña, ou seja, uma intensificação dos alísios sobre a costa do Peru, e um deslocamento para oeste da célula de Walker (Philander, 1990).

Segundo Venegas et al. (1997), podem-se observar sinais dos efeitos do El Niño no clima de toda a América do Sul, verificando-se um aumento na pluviosidade na região Sul do Brasil e Uruguai, secas no Nordeste Brasileiro, leve aumento de temperatura na região sudeste, entre outros. Durante o período de influência desse fenômeno, vários mecanismos de circulação geral no oceano Atlântico Sul são afetados, como, por exemplo, variações na

posição do anticiclone subtropical nos sentidos norte-sul e leste-oeste e modificações nas posições das células de Hadley e Walker

Um exemplo da situação contrária, onde os efeitos de grande escala são sentidos pelas variações locais, pode ser observado em Torres Júnior (1995), que relacionou a influência dos processos climáticos de grande escala com a ressurgência costeira de Cabo Frio, indicando variações na tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Sul, influenciada pela variação na temperatura do Pacífico Equatorial; e também por Seager e Murtugudde (1996) que discutiram o ajuste da termoclina do Pacífico Equatorial nos períodos de El Niño.

As causas e os impactos dos fenômenos do tipo ENOS ainda são alvo de inúmeros estudos em todo o mundo, como é o caso do trabalho de Trenberth e Caron (2000), que reavaliaram a extensão e os impactos de fenômenos do tipo ENOS em todo o globo, com base nas médias anuais dos campos de pressão reduzida ao nível do mar, temperatura e precipitação do período de 1958-1998, extraídas das reanálises do National Center for Environmental Prediction (NCEP).

Os efeitos mais conhecidos e recorrentes dos eventos do tipo El Niño na precipitação do Brasil são o aumento na precipitação, principalmente nos meses de verão, em latitudes superiores a 20 °S, que inclui a região Sul do Brasil e o sul da região Sudeste (Aceituno, 1988, Grimm et al, 1998; Barros et al. 2002), e um déficit de precipitação na região do semi-árido do Nordeste Brasileiro, por conta do deslocamento para leste do ramo subsidente da célula de Walker (Kousky et al., 1984; Kayano et al., 1988; Kousky and Ropelewski, 1989), sendo todos esses estudos baseados em séries históricas de dados observados. Já os efeitos do El Niño na precipitação da porção norte da região Sudeste e na região Centro-Oeste do Brasil não são muito evidentes, pois variam muito de acordo com a intensidade, com o período e com a duração de cada evento. No entanto, na maioria dos eventos de El Niño, pode-se observar um enfraquecimento do ASMAS (Barros and Silvestri, 2001), o que geralmente está associado a um menor número de situações de bloqueio às frentes frias nessas regiões.

Já os efeitos dos eventos La Niña na precipitação das regiões do Brasil são mais difíceis de serem capturados, sendo que, em alguns estudos, também baseados em observações, são verificados sinais opostos aos do El Niño, porém com menor confiança

estatística e, geralmente, com menor intensidade (Mechoso e Perez-Iribaren, 1992; Pisciotano et al., 1994; Grimm et al., 2000).

Na figuras 2.2.1 (a) e (b), extraída de Ambrizzi et al. (2004), pode-se observar um exemplo esquemático das anomalias na circulação celular atmosférica induzidas pelas forçantes oceânicas referentes às anomalias da TSM positiva, 2.2.1 (a), e negativa 2.2.1 (b), representando, respectivamente, situações de eventos do tipo El Niño e La Niña. Nessas figuras as setas azuis representam a circulação celular de Walker e as setas vermelhas à circulação de Hadley. As setas pretas indicam as anomalias que ocorrem nas configurações de eventos canônicos de El Niño (a) e La Niña (b). Um evento El Niño ou La Niña é chamado canônico quando ocorrem anomalias de mesmo sinal no Pacífico Equatorial e no oceano Atlântico Norte, que é o que ocorre geralmente nos eventos mais intensos (Enfield and Mayer, 1997).

Esse esquema apresentado na figura 2.2.1, mesmo representando uma situação idealizada e aproximada, descreve, no caso de um evento El Niño (a), a convecção que ocorre próximo à costa do Peru, devido ao aquecimento das águas do Pacífico, que é uma região onde climatologicamente se observa subsidência. Esse ramo ascendente induz uma corrente descendente na circulação de Walker próximo ao norte/nordeste do Brasil. Por sua vez, esse ramo descendente acaba induzindo uma modificação também na célula de Hadley, verificando-se próximo ao sul do Brasil um ramo ascendente onde climatologicamente se observa um ramo descendente. Essa mudança no padrão da circulação atmosférica é fundamental para a observação de anomalias positivas de precipitação, na região do ramo ascendente, e negativas, na região do ramo descendente, formando o dipolo característico de anomalias de precipitação observado em eventos do tipo El Niño.

No caso representado na figura 2.2.1 (b), uma La Niña canônica, observa-se uma intensificação na célula de Walker, não sendo observado então nenhuma inversão em relação aos movimentos verticais equatoriais. Dessa forma o ramo ascendente da célula de Hadley próximo ao norte do Brasil também se intensifica, por ser continuidade do ramo ascendente da célula de Walker. Observa-se nesse caso uma quebra na estrutura celular de Hadley, com o surgimento de outro ramo ascendente na divisa entre as regiões Centro-oeste, Sudeste e Nordeste do Brasil. Essa configuração não leva a conclusão sobre qualquer anomalia de precipitação sobre o Brasil, exceto na região de divisa das regiões citadas

anteriormente, onde a formação de um ramo ascendente na célula de Hadley pode levar a uma maior convecção sobre essa região, e conseqüentemente, a um aumento na precipitação.

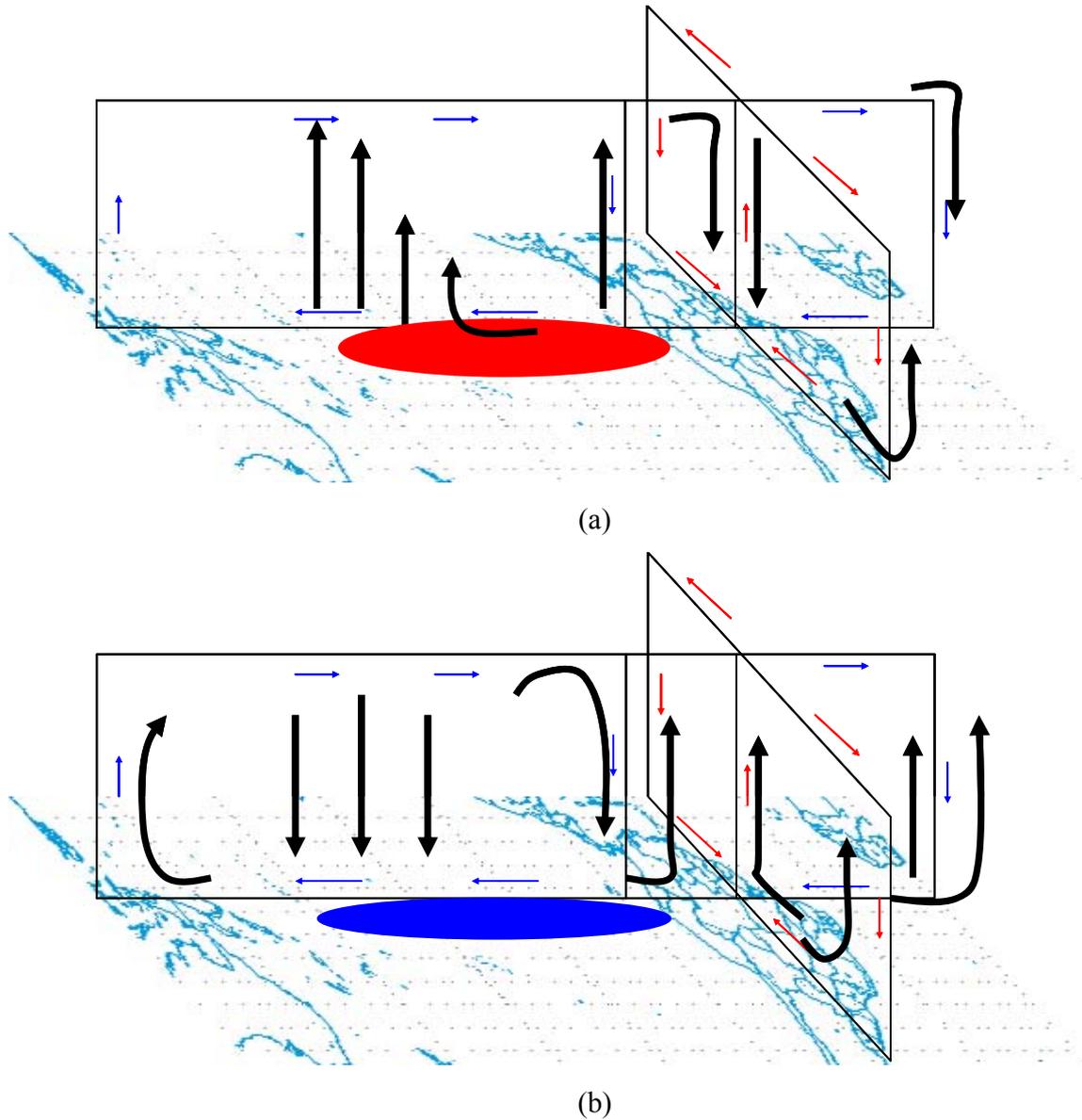


Figura 2.2.1. Esquema de anomalias observadas na circulação das células de Walker (setas azuis) e Hadley (setas vermelhas) na configuração de eventos do tipo El Niño canônico(a) e La Niña canônica(b). Extraído de Ambrizzi et al 2004

## **2.3 Oceano Atlântico Sul Extratropical**

A região do oceano Atlântico Sul extratropical, onde ocorrem as anomalias na TSM que motivaram este estudo, corresponde a da confluência de duas correntes oceânicas de características bastante distintas, que são as correntes das Malvinas/Falklands e do Brasil, região essa conhecida como região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), que será mais detalhada ao longo desta seção. Na figura 2.3.1, é apresentado um esquema da posição média das principais correntes oceânicas do Atlântico Sul, responsáveis pelo transporte de calor e salinidade. Nessa figura, a região da CBM é destacada, sendo que a corrente das Malvinas está registrada somente como corrente de Falklands. As principais correntes de superfície do Oceano Atlântico Sul ilustradas na figura 2.3.1 são: Corrente Sul equatorial, Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul e Corrente de Benguela (CBE). Outras correntes que também participam da dinâmica do giro do Oceano Atlântico Sul são: Corrente Circumpolar Antártica (CCA), Corrente das Malvinas/Falklands (CM) e Corrente das Agulhas (Pickard e Emery, 1990), sendo que a posição e a intensidade dessas correntes são influenciadas pela circulação atmosférica, e em particular, pelo ASMAS.

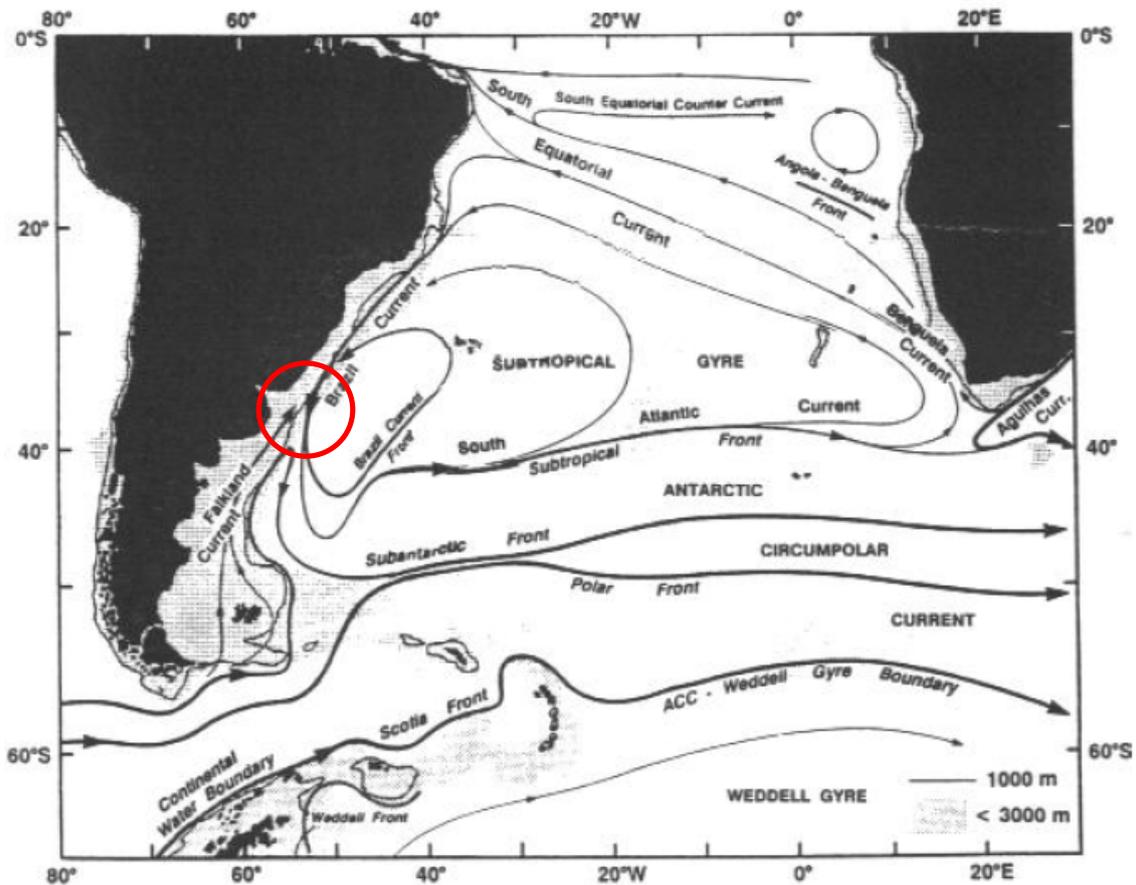


Figura 2.3.1 – Mapa de distribuição espacial média das principais correntes oceânicas de superfície na região da Bacia do Oceano Atlântico Sul. Extraído de Peterson e Stramma, 1991.

A CB flui ao largo de, praticamente, toda a costa brasileira e varia com profundidades de 200 a 800 m (mais rasas próximo ao equador e mais profundas na porção sul), sendo a corrente mais intensa do giro subtropical do Atlântico Sul e transporta águas quentes e salinas vindas de baixas latitudes. Ao atingir a região compreendida entre as latitudes médias de 30° S a 40° S, a CB separa-se da costa ao encontrar a CM, que, por sua vez, flui para norte, transportando águas frias e pouco salinas provenientes de altas latitudes. A região de encontro dessas duas correntes é, então, chamada de CBM. A região da confluência oscila ao longo do ano, localizando-se mais ao norte no inverno (aproximadamente 30° S) e mais ao sul no verão (aproximadamente 40° S), época em que o

transporte associado a CB encontra-se intensificado (Pickard e Emery, 1990). Na figura 2.3.2 é apresentada uma representação esquemática da região de CBM.

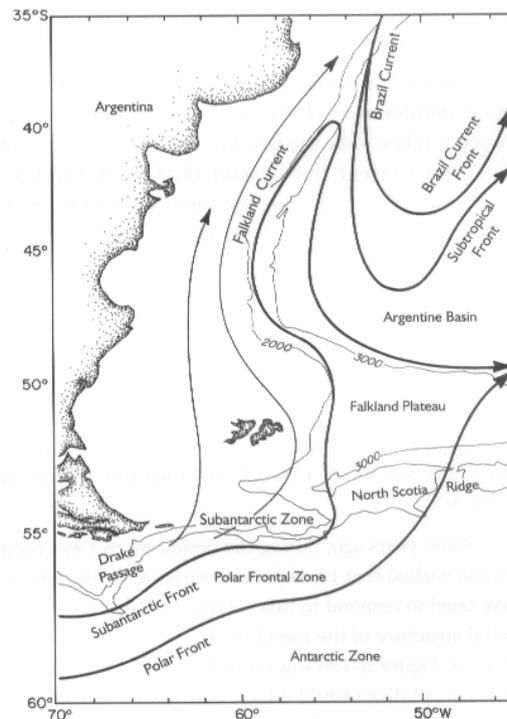


Figura 2.3.2 – Representação esquemática da região da confluência Brasil – Malvinas. Extraído de Peterson and Stramma, 1991.

Pela sua influência sobre os transportes de calor e massa na bacia do oceano Atlântico Sul, a região da CBM vem sendo alvo de muitos estudos na área de interação oceano-atmosfera, que visaram principalmente caracterizar sua variabilidade espacial e temporal e a causa do processo de separação da CB e da CM da costa, como é o caso dos trabalhos de Matano et al. (1993), Vivier et al. (2000) e Tokinaga et al. (2005). Nesses estudos, as variações na região da CBM são associadas a efeitos locais, como é o caso do efeito da tensão de cisalhamento do vento na fronteira entre o oceano e a atmosfera, e a efeitos remotos, geralmente associados às anomalias do oceano Pacífico Equatorial. O trabalho de Matano et al. (1993) destaca também o transporte de cada uma das duas correntes oceânicas como um fator importante na dinâmica da variabilidade espacial da

CBM, propondo que quando uma dessas correntes está muito mais intensa do que a outra, a região da CBM pode sofrer variações latitudinais significativas.

A importância remota exercida pelo rotacional do vento no Pacífico Sul e pela passagem da CM (ainda como CCA) pela região do Drake na definição da posição da CBM é destacada no trabalho de Vivier et al. (2000). Outro ponto importante apontado nesse estudo é uma defasagem de resposta, em torno de 20 dias, na posição da CBM às forçantes locais, como as anomalias do rotacional do vento na região próxima à confluência. Essa mesma defasagem temporal é citada no trabalho mais recente de Tokinaga et al. (2005).

A região da CBM é uma região de grande variabilidade espacial (Tokinaga et al. 2005; Small et al. 2005). Essa variabilidade espacial pode ser observada nas figuras 2.3.3 e 2.3.4.(a) - 2.3.4.(c), extraídas, respectivamente, de Tokinaga et al. (2005) e Small et al. (2005). Na figura 2.3.3, é apresentado o desvio padrão das anomalias mensais da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical observadas no período de 1992 a 2004, com a posição média da região da CBM destacada no retângulo vermelho.

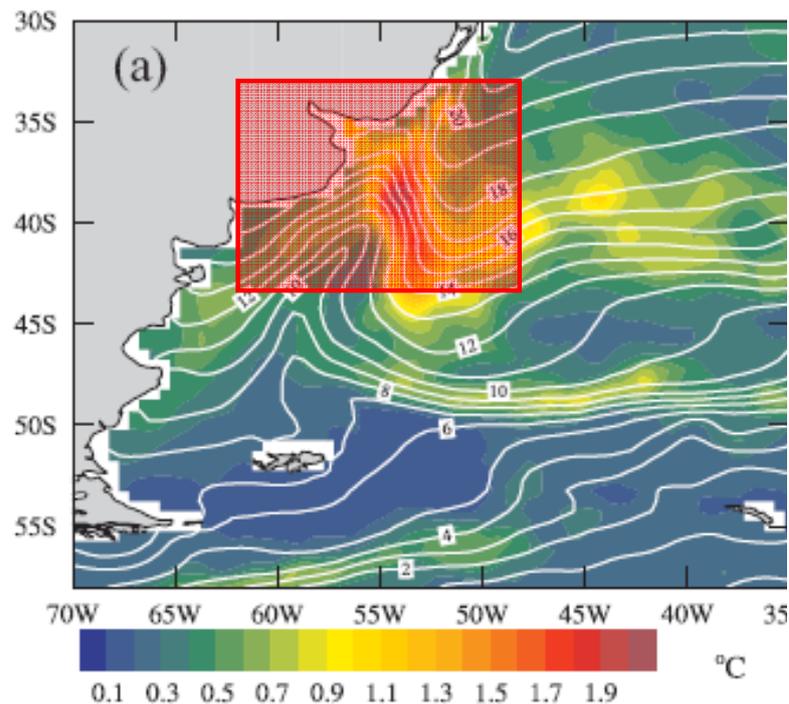


Figura 2.3.3 – Desvio padrão das anomalias mensais da TSM na região da CBM, sendo as linhas de contorno em branco equivalentes a média anual. Extraída de Tokinaga et al. (2005).

Nas figuras 2.3.4.(a) – 2.3.4.(c), são apresentadas, respectivamente, a variância da espessura do oceano onde ocorrem a anomalias na TSM, a variância da TSM e a variância do vento à superfície. Pode-se observar que, para todas essas grandezas, são encontradas grandes variabilidades na região do oceano Atlântico Sul extratropical próxima a CBM.

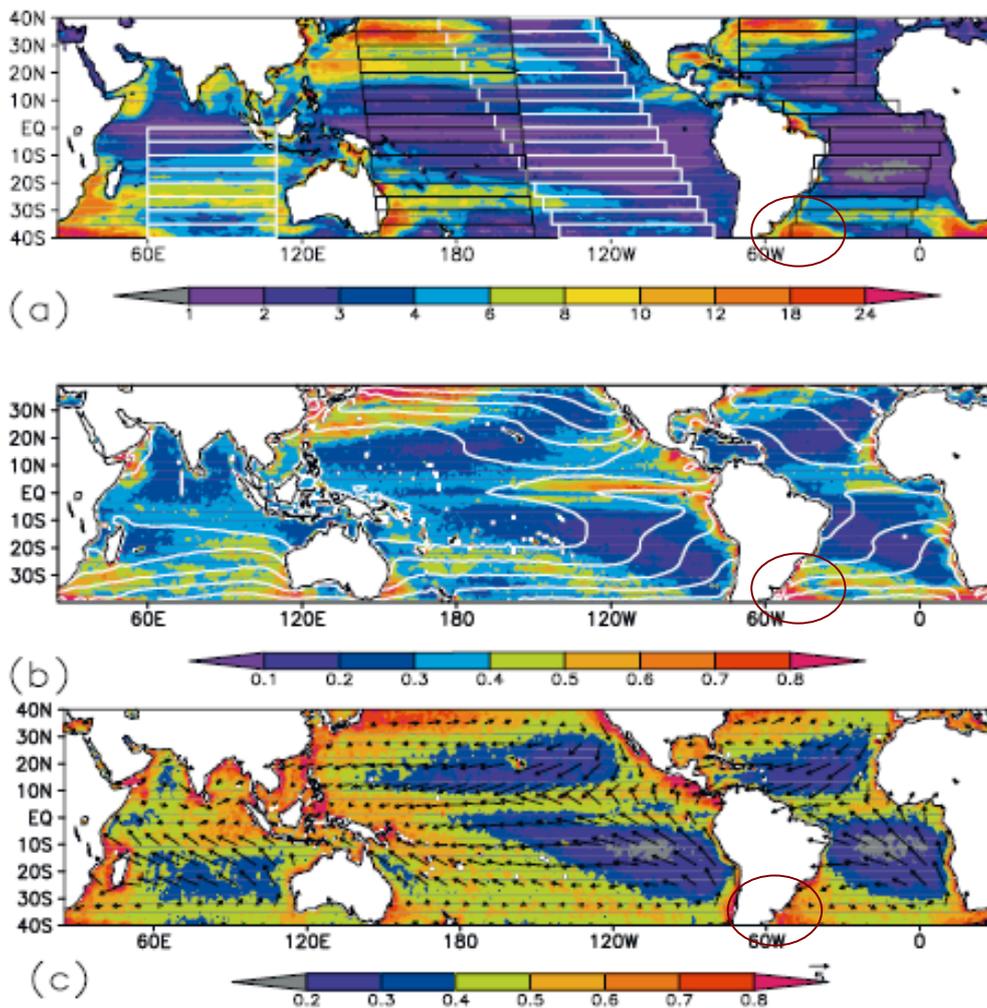


Figura 2.3.4.(a) Variância da espessura do oceano (cm) onde ocorrem a anomalias na TSM (1992 a 2001); b) Variância da TSM (° C) (1997 a 2003) e c) Variância do vento à superfície (m/s) (1999 – 2003). Extraído de Small et al. (2005).

Estudos recentes têm relacionado essas anomalias observadas na TSM da região da CBM com o clima da América do Sul, como é o caso do estudo de Campos et al. (1999). A

hipótese da existência de uma forte correlação entre as anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul, associadas à região da CBM, com a sustentação da ZCAS é avaliada nos trabalhos de Robertson e Mechoso (2000) e Robertson et al. (2003), através da utilização de funções ortogonais empíricas e MCGA. As variações na posição da CBM devido a ocorrência de fenômenos do tipo ENOS e sua influência na posição do ASMAS são apontados no estudo de Piola et al. (2005) como sendo fatores importantes na observação de anomalias na precipitação sobre a bacia do rio Prata.

As anomalias na TSM, que são uma das forçantes utilizadas neste trabalho, podem ser induzidas basicamente pelos seguintes fatores: o transporte de calor e massa realizado pelas correntes oceânicas superficiais e profundas e as variações locais provenientes da incidência de radiação solar direta (onda curta) e difusa (onda longa) e dos fluxos de calor e massa na interface oceano-atmosfera. (Pond e Pickard, 1997). Sendo que no caso das variações locais cabe ressaltar a influência da velocidade do vento na dinâmica do oceano superior, já que inicialmente o vento induz correntes de superfície que, por sua vez, ocasionam mudanças na capa de mistura que estão associadas com as alterações na TSM. Além disso, o vento ainda controla a transferência de calor latente entre o oceano e a Atmosfera.

Quando se observa o histórico das anomalias da TSM do Atlântico Sul nos meses de verão na região da CBM, figuras 2.3.5 a 2.3.8, percebe-se que, nos últimos 10 anos, essas anomalias passaram a ser mais significativas e a possuir um ciclo anual/bianual aparentemente mais bem definido. Nessa figura, é apresentado o histórico dessas anomalias nos meses de janeiro a março e a média desse trimestre no período de 1951-2007. A região que foi escolhida para o cálculo dessas anomalias é aquela destacada na figura 2.3.3, e compreende uma área onde, em média, ocorre a CBM (Pickard e Emery, 1990) (63W – 48W; 43S - 33S). Os dados de TSM utilizados para a geração dessa figura foram obtidos de duas fontes distintas: 1 – de janeiro de 1950 até dezembro de 1981 através do NOAA Extended Reconstructed SST V2 1; 2 – de janeiro de 1982 até julho de 2007 através do NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2 2. No período

---

<sup>1</sup> NOAA\_ERSST\_V2 dado disponibilizado pela NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, no Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.ersst.html>

<sup>2</sup> NOAA\_OI\_SST\_V2 dado disponibilizado pela NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, no Web site: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html>

coincidente entre os dois conjuntos de dados, que vai de janeiro de 1982 até dezembro de 1999, a diferença relativa entre a média da TSM na região da CBM foi de 1,6 %.

Os dados do NOAA/OI atualmente são os dados de TSM com a melhor resolução espacial, com um grau (1°) de resolução. Já o NOAA/ER é o conjunto de dados reconstituídos mais utilizados pela comunidade científica, com uma resolução espacial de aproximadamente dois graus (2°). Além disso, essa combinação de históricos é a mesma utilizada atualmente no CPTEC/INPE<sup>3</sup>. Cabe ressaltar, que as primeiras observações feitas das anomalias na TSM na região da CBM, e que suscitaram as hipóteses defendidas nesse estudo, foram feitas na rotina diária de previsão do tempo realizada no ONS através da observação dos dados de TSM disponibilizados pelo CPTEC/INPE.

Maiores informações sobre esses conjuntos de dados podem ser encontradas em Smith e Reynolds (2004) - NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (SST) V2; e em Reynolds et al. (2002) - NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2.

---

<sup>3</sup> [http://www.cptec.inpe.br/clima/monit/monitor\\_global.shtml](http://www.cptec.inpe.br/clima/monit/monitor_global.shtml)

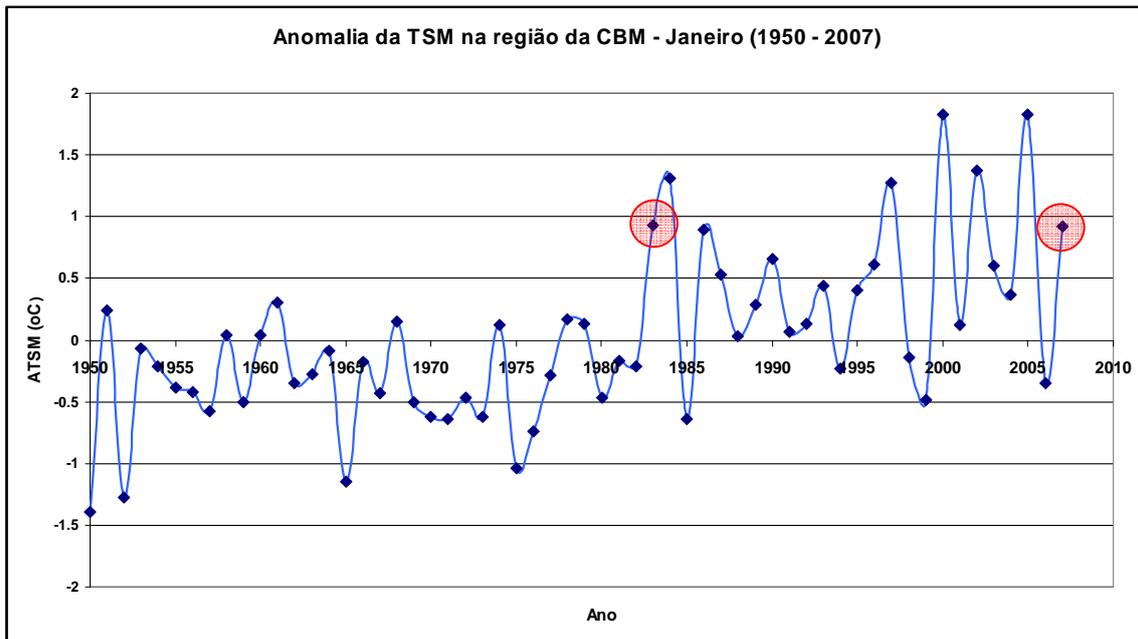


Figura 2.3.5. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de janeiro (1950 – 2007). Fonte: NOAA. Em vermelho estão destacados os meses de janeiro de 1983 e 2007, estudados neste trabalho.

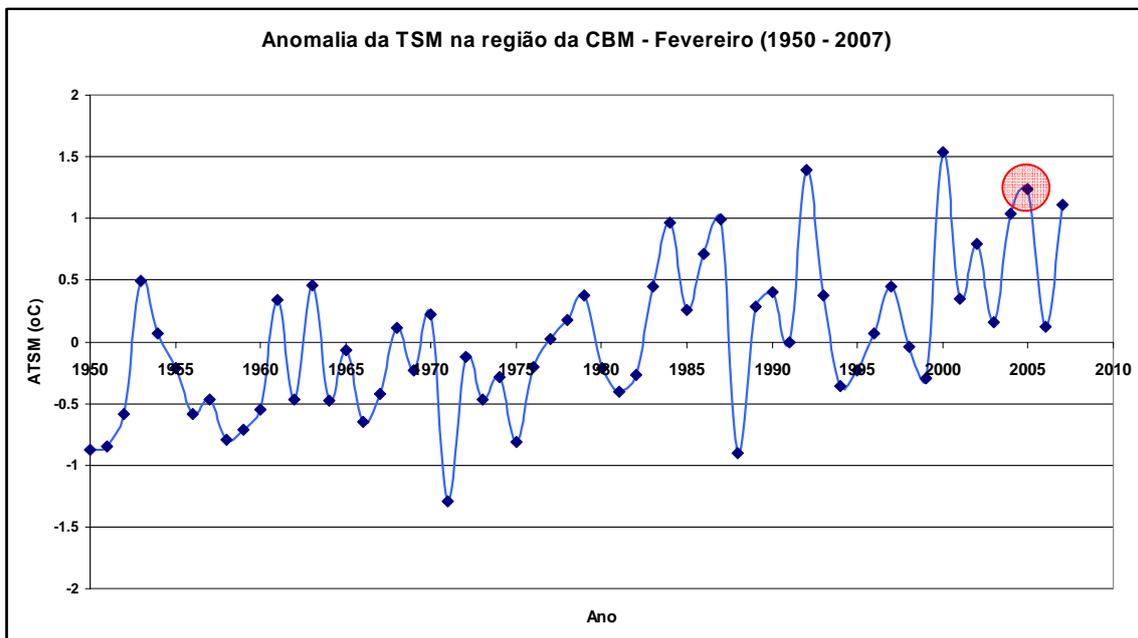


Figura 2.3.6. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de fevereiro (1950 – 2007). Fonte: NOAA. Em vermelho está destacado o mês de fevereiro de 2005, estudado nesse trabalho.

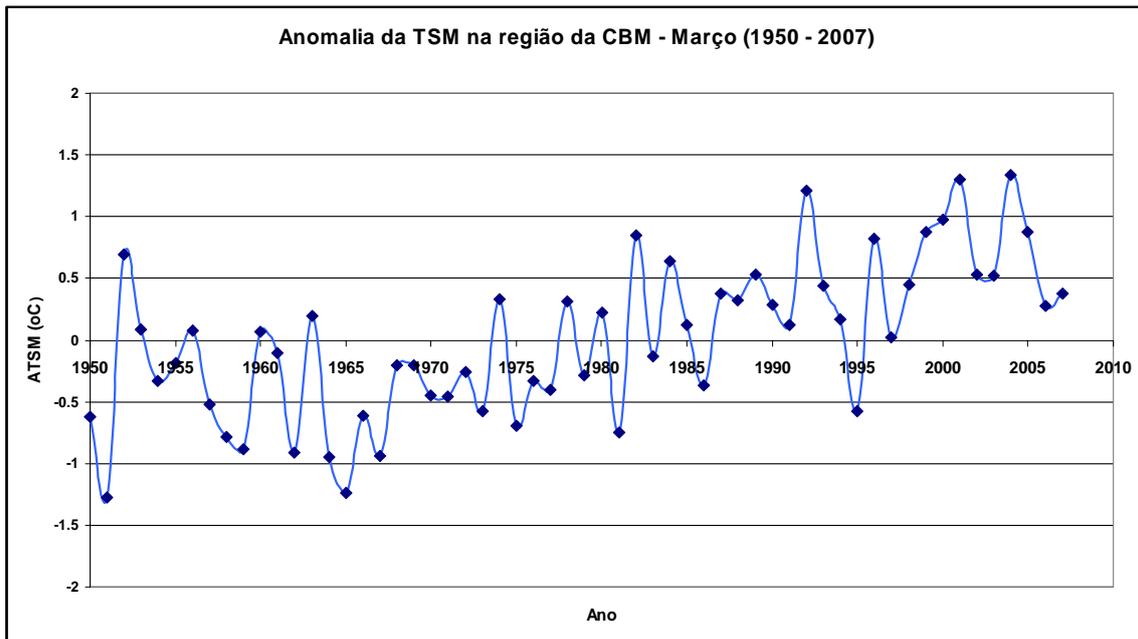


Figura 2.3.7. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM para o mês de março (1950 – 2007). Fonte: NOAA.

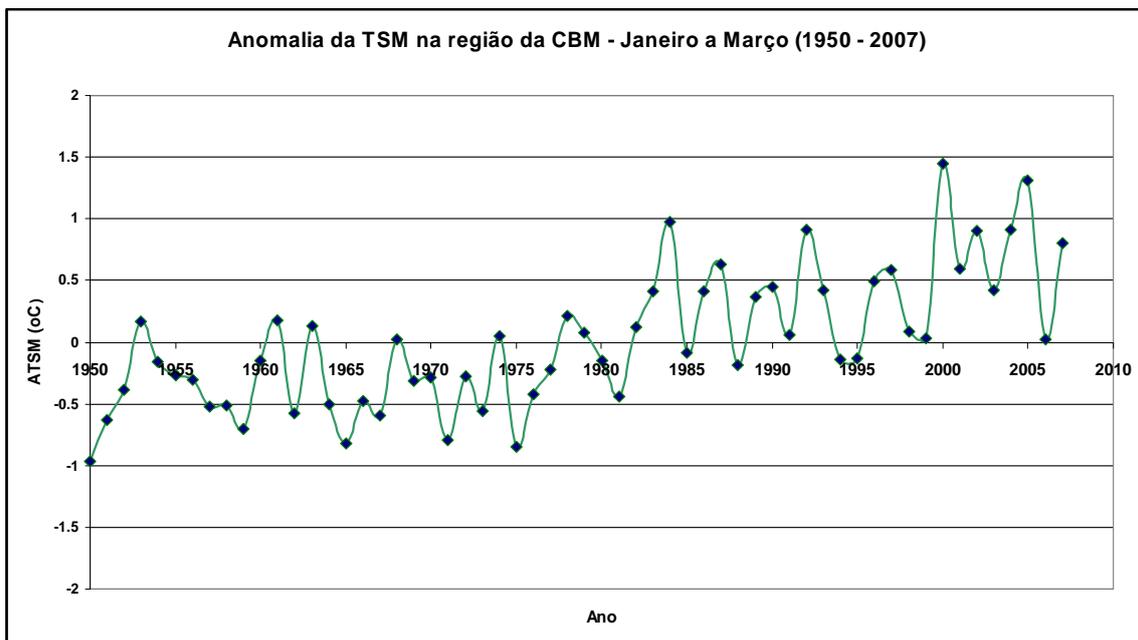


Figura 2.3.8. Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM média para os meses de janeiro a março (1950 – 2007). Fonte: NOAA.

Nas figuras 2.3.5 a 2.3.8, é notável que existe uma mudança de patamar em relação às anomalias na TSM na região da CBM antes e depois da década de 80. No entanto, essa tendência não é conclusiva, pois ela pode estar associada tanto a alguma mudança na dinâmica oceânica dessa região, observada a partir da década de 80, quanto a uma diferença entre as metodologias e a disponibilidade/qualidade dos dados utilizados para a obtenção desses valores de TSM, em cada um desses períodos. Cabe destacar que, a partir do final da década de 70 e início da década de 80, a TSM começou a ser estimada com o auxílio de satélites ambientais.

Na figura 2.3.5, estão destacados os dois meses de janeiro que serão estudados nesse trabalho, que são os meses de janeiro de 1983 e 2007, e que tiveram anomalias médias da TSM na região da CBM de aproximadamente 0,9 °C. Já na figura 2.3.6 está destacado o mês de fevereiro de 2005, que também serviu de motivação para este trabalho, com anomalias médias da TSM na região da CBM da ordem de 1,2 °C.

### **3. Metodologia**

Nesta seção, será apresentada a metodologia utilizada neste estudo para a elaboração do clima no MCGA e das anomalias da TSM inseridas no código do modelo nos cinco experimentos realizados.

#### **3.1 Obtenção do Clima no CAM.**

Nesse trabalho, o MCGA utilizado foi a versão 2.02 do Community Atmospheric Model (CAM 2.02) do National Center for Atmospheric Research (NCAR). Maiores detalhes sobre o histórico, a estrutura, a resolução espacial e temporal, as equações governantes e as parametrizações desse modelo podem também ser encontrados no Apêndice D deste trabalho.

Para as simulações numéricas realizadas nesse estudo foi utilizada a resolução espacial T42 (128 longitudes e 64 latitudes), o que resulta em uma grade horizontal de aproximadamente  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ , com 26 níveis na vertical.

Os processos de convecção profunda são tratados no CAM 2.02 através do modelo desenvolvido por Zhang and McFarlane (1995), que tem como principal indicador de convecção o potencial de energia convectiva disponível na atmosfera, ou Convective Available Potential Energy (CAPE). Além do esquema de convecção profunda, o CAM 2.02 também possui um esquema de convecção rasa, que divide as regiões de entranhamento de umidade nas camadas de nuvem e sub-nuvem.

Em relação à precipitação e a condensação, o CAM 2.02 dispõe de um esquema de macroescala baseado em Rasch and Kristjánsson (1998), que resolve a razão de mistura do vapor d'água, da temperatura e da quantidade total de água na nuvem, e um de microescala, baseado na teoria "bulk" de microfísica proposta em Sundqvist (1988).

A parametrização de nuvens é uma generalização do esquema proposto por Slingo (1987), com variações descritas em Kiehl et al. (1998); Hack et al. (1993), e Rasch and Kristjánsson (1998). Nesse esquema, são definidos três tipos de nuvens: nuvens baixas do tipo stratus, nuvens convectivas e nuvens estratiformes, de acordo com os valores de

umidade relativa, das velocidades verticais, do nível de estabilidade da atmosfera e dos fluxos verticais de massa.

O modelo possui parametrizações de radiação de onda curta e onda longa, sendo que em cada uma dessas parametrizações ainda existem esquemas específicos para o ciclo diurno, emissividade, vapor d'água e gases traço, por exemplo. Maiores detalhes sobre os esquemas de onda curta podem ser encontrados principalmente em Berger (1978), Briegleb (1992) e Kiehl et al. (1994), e sobre os esquemas de onda longa em Ramanathan and Downey (1986), Kiehl and Briegleb (1991) e Collins et al. (2002).

As trocas de calor e momentum entre a superfície (terra, oceano ou gelo) e a atmosfera também são tratadas no modelo através de formulações baseadas na teoria “bulk”, sendo utilizados esquemas específicos para cada tipo de superfície. Para a superfície terrestre, é utilizado o Community Land Model CLM2 (Bonan et al., 2002), que é um modelo bastante complexo que inclui o tratamento dos processos hidrológicos, biofísicos e bioquímicos, e considera a dinâmica da vegetação. Para as trocas entre o oceano e a atmosfera, são utilizadas formulações “bulk” que determinam os fluxos turbulentos de momentum, de água (evaporação ou calor latente) e de calor sensível no topo da superfície oceânica. Nas superfícies de gelo, as trocas são calculadas utilizando-se as parametrizações do Community Sea Ice Model (CSIM), que é descrito em Briegleb et al. (2002).

Por fim, para resolver os fluxos turbulentos e difusivos que ocorrem dentro da camada limite atmosférica, o CAM 2.02 possui um modelo de difusão local, baseado no número de Richardson de gradiente, e um esquema explícito de difusão não-local. O principal objetivo desses modelos é estimar a altura da camada limite atmosférica. Maiores detalhes sobre eles podem ser encontrados em Holtslag and Boville (1993).

Dadas as condições de contorno médias mensais, é esperado que as simulações do modelo CAM 2.02 representem o clima de todo o globo. Dessa forma, é esperado obter resultados dessa modelagem que consigam reproduzir um comportamento atmosférico que se repita em escala sazonal. Esse comportamento esperado nos resultados do modelo, definido como clima, pode ser resumido como: “um conjunto de quantidades promediadas que caracterizam a estrutura e o comportamento da atmosfera, hidrosfera e criosfera por um período de tempo” (Peixoto e Oort, 1991). É importante ressaltar que o clima, entendido

por esses autores como um estado médio e, portanto, hipotético da atmosfera, retrata uma situação que, se vislumbrada do ponto de vista instantâneo, tem poucas chances de acontecer efetivamente no sistema climático atmosférico real, pois é uma representação matemática de um sistema que é composto por uma grande quantidade de parâmetros, como temperatura, densidade e momento, por exemplo, e de inúmeros subsistemas, totalmente correlacionadas entre si (Peixoto e Oort, 1991). Na realidade, o clima não deve ser considerado como um sistema estacionário e fechado, pois está sempre em contínua evolução. Portanto, a climatologia obtida, tanto através de dados observados quanto das equações dos MCGA, representa uma simplificação do clima, observado através de uma pequena janela temporal e onde não são consideradas todas as interações não lineares entre os diversos subsistemas que compõem o sistema climático.

Para a obtenção do clima do modelo, foram realizadas simulações de quatro anos consecutivos, utilizando condições de contorno médias para cada mês do ano, repetidas em todos os anos. As condições iniciais foram do dia 01/09/2000.

Os resultados das simulações do modelo nesses quatro anos, considerando as condições de contorno como médias mensais, devem apresentar desvios sazonais mínimos para se considerar que o modelo atingiu o seu clima. Quando o modelo atingir esse estágio, as condições iniciais utilizadas na sua integração passarão a ter pouca influência nos seus resultados (Kumar et al., 2001), apesar de estarmos tratando de um sistema não linear e sensível às condições iniciais (Lorenz, 1967). Esse fato foi comprovado no trabalho de Torres Júnior (2005), onde as condições iniciais do Community Climate Model 3 (CCM3), versão de modelo climático do NCAR anterior ao CAM, foram perturbadas, adicionando-se um pulso de energia no oceano durante um mês, e relaxando-se a TSM para os valores médios nos meses seguintes. O modelo foi integrado por três anos consecutivos e, mesmo com as perturbações nas condições iniciais, os desvios sazonais entre as variáveis analisadas permaneceu muito pequeno, demonstrando que no caso de modelos climáticos é esperado que as condições de contorno rapidamente passem a controlar o sistema atmosférico.

Para avaliação do clima obtido após os quatro anos de integração do modelo, os meses foram agrupados em quatro blocos, cada um contendo três meses do ano, de modo a se observar os padrões sazonais do modelo. Os grupos de meses foram: Janeiro-Fevereiro-

Março (JFM); Abril-Maio-Junho(AMJ); Julho-Agosto-Setembro(JAS) e Outubro-Novembro-Dezembro (OND). A escolha pelo agrupamento dos meses de Janeiro-Fevereiro-Março, como representativos para o verão do Hemisfério Sul, foi feita para contemplar o trimestre onde as anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical mais ocorreram nos últimos cinco anos.

Alguns resultados desse caso controle foram utilizados para avaliar o desempenho do modelo em reproduzir o clima. Essa avaliação foi realizada comparando-se qualitativamente os resultados do caso controle com as climatologias de diversos modelos climáticos dos principais centros de pesquisa do mundo, analisados no relatório PCMDI nº 45 do projeto Atmospheric Model Intercomparison Project <sup>4</sup>(AMIP). Para essa comparação foi calculada para cada latitude uma média longitudinal trimestral de cada variável analisada.

O projeto AMIP é um protocolo padrão experimental para MCGA e que tem por objetivo fornecer a comunidade científica suporte para a utilização de modelos climáticos no que diz respeito à confecção de diagnósticos, validação, intercomparação, documentação e fornecimento de dados dos diversos modelos que participam do projeto, entre eles o modelo CCM3 do NCAR (versão anterior ao CAM). Outros detalhes sobre o projeto AMIP podem ser encontrados no Apêndice B desse trabalho.

São apresentadas agora as médias zonais de algumas variáveis, extraídas dos resultados do caso controle, nos meses de janeiro a março nos quatro anos de integração. É apresentada somente a análise da climatologia desse período por esse ser o principal período de estudo desse trabalho e para evitar a repetição de análises, tendo em vista a semelhança observada no comportamento do clima do modelo em todos os períodos do ano.

Foram analisadas variáveis que representassem a dinâmica do modelo, como pressão e vento, por exemplo, e variáveis dependentes de abordagens paramétricas, como cobertura de nuvens e precipitação. No total são apresentadas as análises de oito variáveis resultantes das simulações do caso controle, a saber: a) Pressão Atmosférica Reduzida a Nível do Mar; b) Temperatura do ar na Superfície em; c) Componente do vento Zonal no nível de 200hPa; d) Componente do vento meridional no nível de 200 hPa; e) Fluxo de

---

<sup>4</sup> <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/index.php>

Calor Latente na Superfície; f) Cobertura Total de Nuvens; g) Fluxo de Radiação de Onda Longa emitida no topo do modelo e h) Taxa de Precipitação Total.

Nas figuras 3.1(a) - 3.1(h), são apresentadas, consecutivamente, as distribuições zonais médias dessas variáveis nos quatro anos de integração do modelo. Esses anos são identificados pelas siglas JFM01, JFM02, JFM03 e JFM04.

Nos campos referentes as variáveis dinâmicas, cabe destacar nas médias zonais da pressão reduzida ao nível do mar, figura 3.1(a), valores mais altos em latitudes médias, provenientes de sistemas de alta pressão semi-estacionários presentes nessas latitudes, conhecidos como cinturões de altas subtropicais, e valores mais baixos próximos ao cinturão equatorial onde se encontra a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Outro fato notável nessa figura é a divergência nos resultados dos quatro anos de integração do modelo em latitudes superiores a  $60^{\circ}$  N e  $60^{\circ}$  S. A distribuição de calor entre as regiões polares, latitudes médias e equador pode ser notada nos resultados apresentados na figura 3.1(b), referente ao campo de temperatura do ar na superfície. Na distribuição média do vento zonal em 200 hPa, apresentada na figura 3.1(c), pode-se observar a representação coerente da predominância de ventos mais fracos de leste na região equatorial, sua inversão e intensificação nas latitudes médias e a composição do modelo de circulação geral da atmosfera com ventos novamente de leste e de menor intensidade nas regiões polares. A convergência dos ventos de sul no Hemisfério Sul e de norte no Hemisfério Norte na região equatorial, que dá origem aos ventos alísios na região tropical, pode ser observada na representação do vento meridional médio apresentado na figura 3.1(d). A inversão e a desintensificação dessa componente do vento em 200 hPa nas latitudes médias também está coerentemente representada nos resultados modelados apresentados nessa figura.

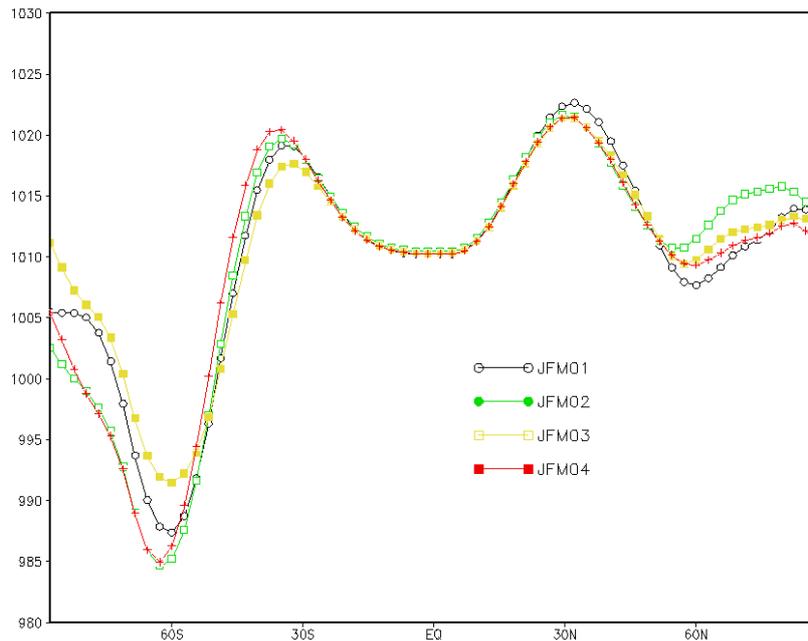


Figura 3.1(a) - Distribuição Zonal média da Pressão atmosférica Reduzida a Nível do Mar em hPa para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

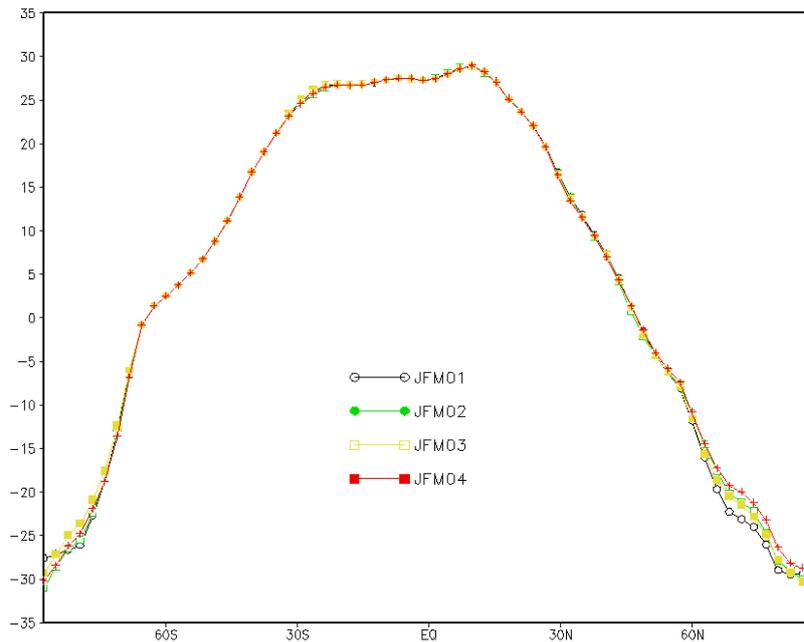


Figura 3.1(b) – Distribuição Zonal média da Temperatura do ar na Superfície em °C para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

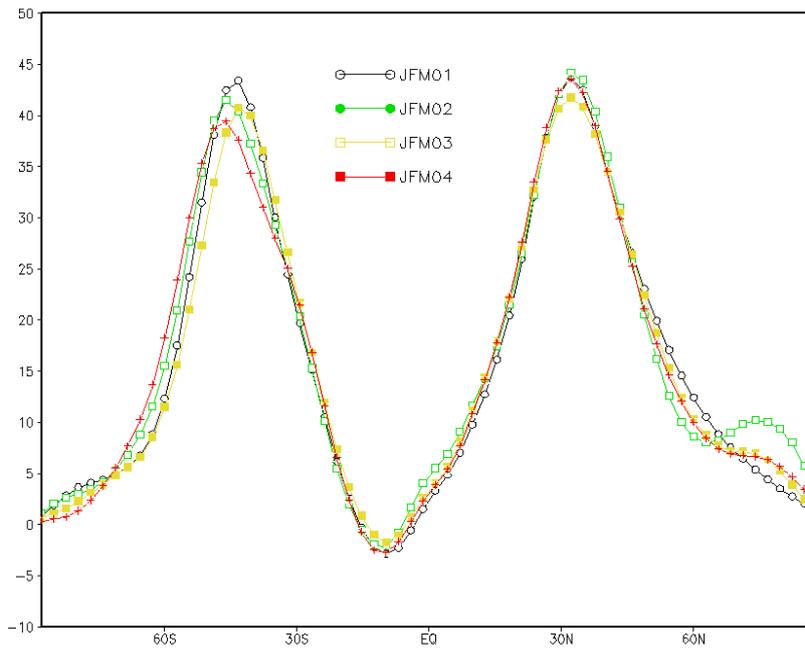


Figura 3.1(c) – Distribuição Zonal média da Componente do vento Zonal no nível de 200hPa em m/s para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

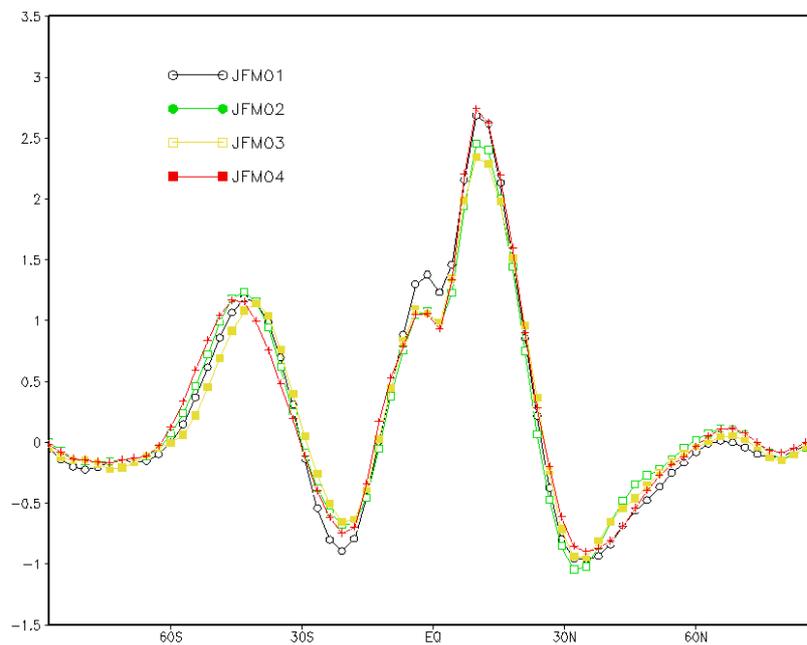


Figura 3.1(d) – Distribuição Zonal média da Componente do vento Meridional no nível de 200hPa em m/s para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo

Nos campos médios das variáveis dependentes de abordagens paramétricas, podemos destacar na figura 3.1 (e) a representação dos fluxos mais intensos de calor latente nas latitudes baixas, ou seja, entre o Equador e 30°S e o Equador e 30°N, sendo que no próprio Equador esses fluxos são mais baixos, devido à presença constante de nebulosidade nessa região. Em latitudes mais altas a tendência desse fluxo é diminuir de intensidade, devido a menor incidência de radiação solar, o que também foi representado nessa modelagem.

Nas figuras 3.1(f) e 3.1(g), são apresentados, respectivamente, os resultados dos campos zonais médios da cobertura total de nuvens e do fluxo de radiação de onda longa. Esses campos possuem forte correlação negativa entre si, como pode se observar nos resultados representados nessas figuras, onde estão coerentemente representados os menores fluxos de radiação de onda longa na região equatorial, devido a constante presença de nuvens nessa região, e um aumento desses fluxos nas regiões até 30°S e 30°N, onde a nebulosidade diminui de forma significativa. É importante considerar nessas análises que esses campos possuem dependência mútua nos modelos de parametrização do CAM. Por fim, observa-se uma coerência na análise dos campos médios de precipitação, figura 3.1(h), onde são representadas as áreas do globo com maiores níveis de precipitação como sendo as regiões equatoriais e as latitudes médias, onde se localizam, respectivamente, os centros de baixas pressões equatoriais e subpolares. As áreas com menor valor de precipitação, que são os trópicos e as regiões polares, devido à subsidência do ar nos centros de altas pressões subtropicais e polares, também foram coerentemente modeladas.

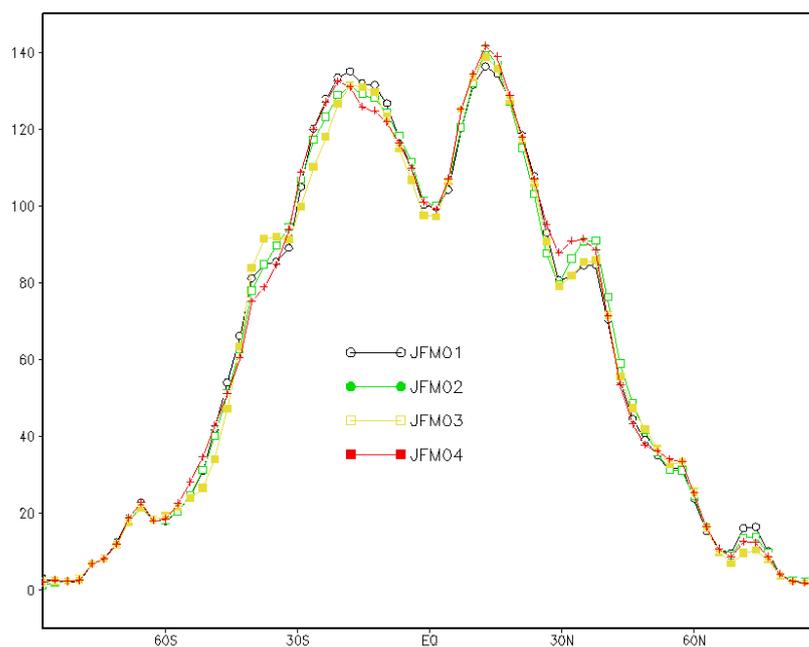


Figura 3.1.(e) – Distribuição Zonal média do fluxo de calor latente na Superfície em  $W/m^2$  para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

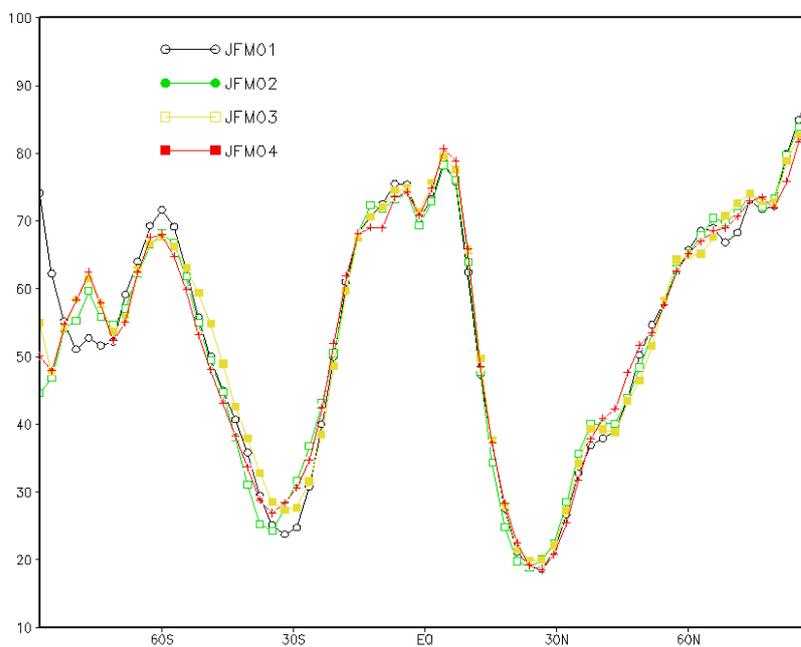


Figura 3.1.(f) – Distribuição Zonal média da Cobertura Total de Nuvens em porcentagem para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

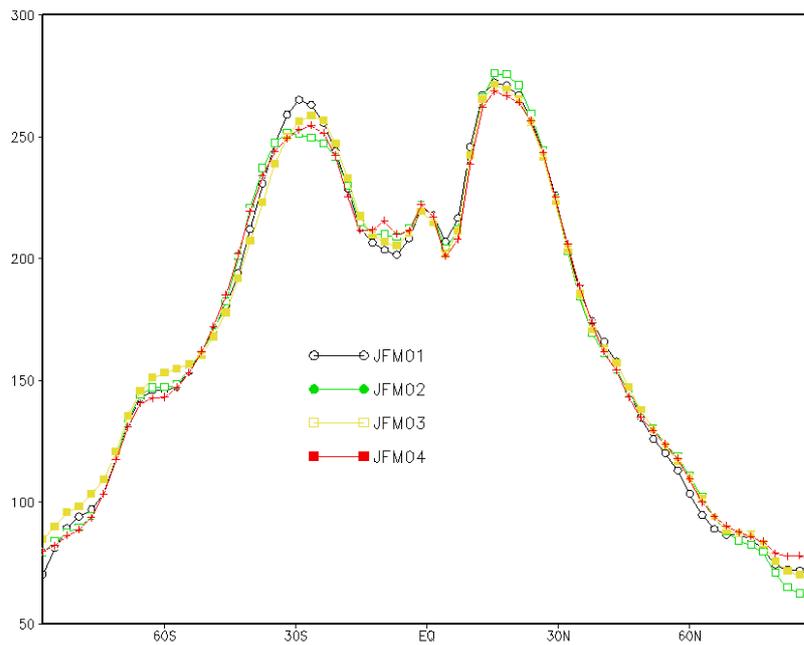


Figura 3.1(g) – Distribuição Zonal média do Fluxo de Radiação de Onda Longa emitida no topo do modelo em  $W/m^2$  para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

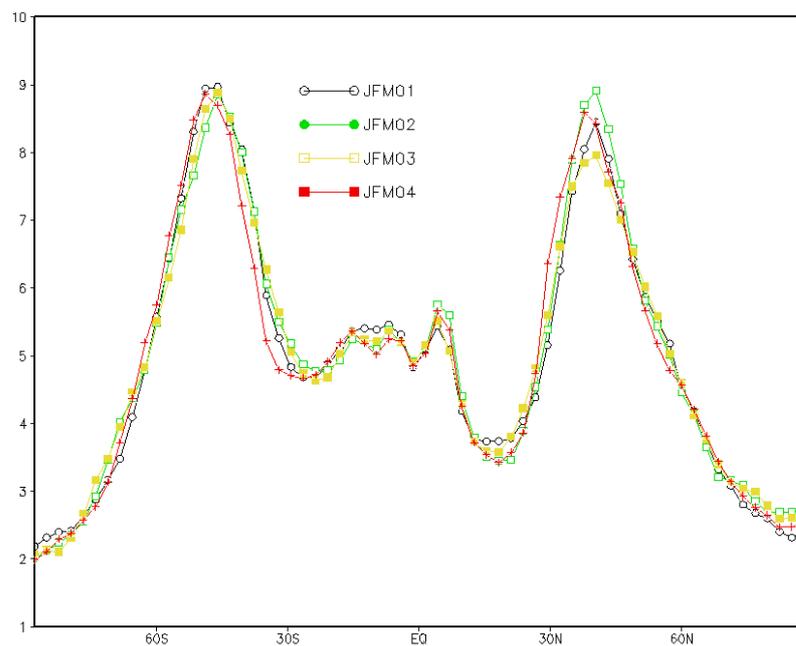


Figura 3.1(h) – Distribuição Zonal média da Taxa de Precipitação Total em mm/dia para os meses de JFM nos quatro anos de integração do modelo.

Com base nos campos apresentados nas figuras 3.1(a) - 3.1(h), pode-se concluir que o comportamento médio da atmosfera foi coerentemente representado pelo modelo e que ele já atingiu o seu regime climático, considerando-se os pequenos desvios observados nas simulações dos quatro anos, podendo então ser utilizado o caso controle como base para a comparação com os campos atmosféricos perturbados após a inclusão das anomalias da TSM. Sendo assim, as anomalias apresentadas nos capítulos seguintes farão sempre referência ao caso controle, sendo, portanto, a diferença entre os resultados do modelo com a inclusão da anomalia da TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sul e a sua climatologia mensal.

Cabe ressaltar que, principalmente os campos de pressão reduzida ao nível do mar, figura 3.1(a), temperatura da superfície, 3.1(b), fluxo de calor sensível na superfície, 3.1(e), e cobertura total de nuvens, 3.1(f) apresentam divergências nas médias zonais dos quatro anos de integração do modelo nas latitudes superiores a 60°S e 60°N. Esse comportamento também pode ser notado nos outros campos, mas de maneira mais suave. Outro ponto a ser destacado é que no Hemisfério Sul os desvios em latitudes médias são um pouco maiores do que os observados no Hemisfério Norte. Esse comportamento pode estar associado ao fato de no Hemisfério Sul estarmos simulando o período de verão, enquanto, no Hemisfério Norte, o período do ano simulado é o de inverno.

Tal fato já era esperado, tendo em vista que o CAM faz parte de uma classe de modelos cuja grade tende a ser mal resolvida nos pólos, como apontado, de forma geral no trabalho de Chen et al. (2003). Essa ponderação deve ser levada em conta nos estudos que utilizem este modelo, principalmente naqueles mais aplicados a essas regiões. Cabe ressaltar que esse comportamento também foi notado no resultado de todos os modelos que fizeram parte do Report nº 45 da AMIP, como pode ser observado nas figuras 3.2(a) – 3.2(c) onde são apresentados, respectivamente, os campos de pressão atmosférica reduzida a nível do mar, temperatura na superfície e cobertura total de nuvens, para os meses de dezembro-janeiro-fevereiro, de todos os modelos que fizeram parte do Report nº 45 da AMIP. Nessas figuras a linha preta representa os valores observados extraídos dos bancos de dados do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), do National Center for Environmental Prediction (NCEP) e do Comprehensive Ocean-

Atmosphere Data Set (COADS), e as linhas coloridas às médias zonais dos principais modelos climáticos, incluindo o modelo CCM3 do NCAR.

Na análise das figuras 3.2(a) – 3.2(c), fica clara a dificuldade apresentada pelos modelos em latitudes superiores a 60°N e 60°S, verificando-se inclusive grandes discrepâncias nas médias sazonais de alguns deles. Esse mesmo comportamento, na maioria das vezes, não é verificado nas latitudes localizadas entre 60°N e 60°S. Vale ressaltar que nas figuras do projeto AMIP o eixo das abscissas está orientado do hemisfério Norte para o hemisfério Sul, que é contrário as demais figuras apresentadas neste capítulo.

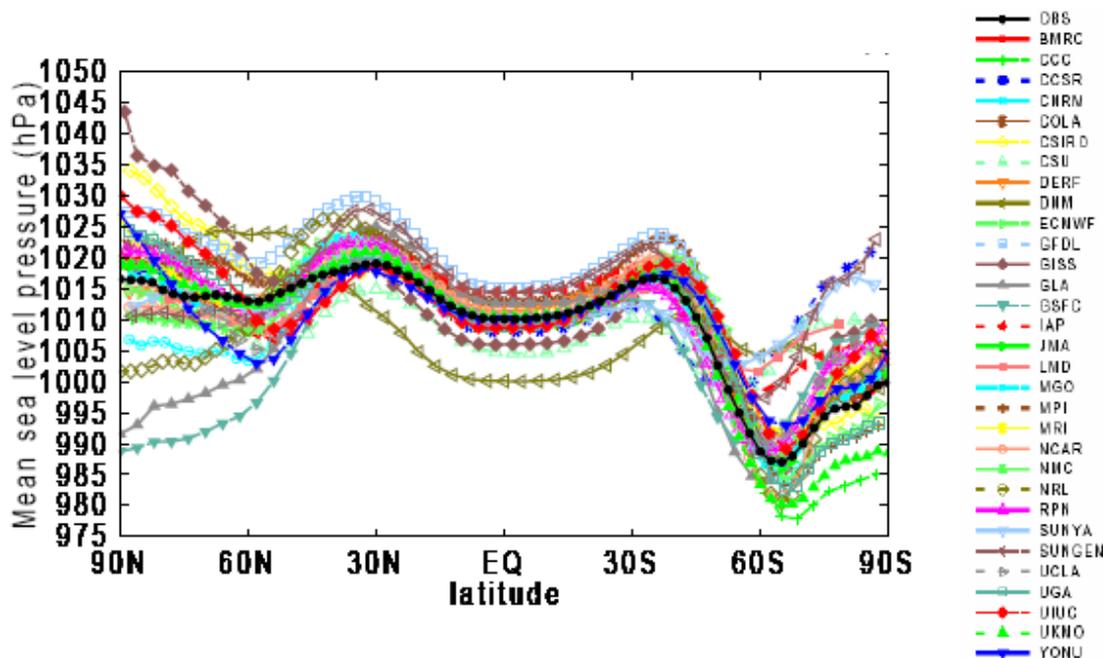


Figura 3.2(a) - Distribuição Zonal média da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP, 1998.

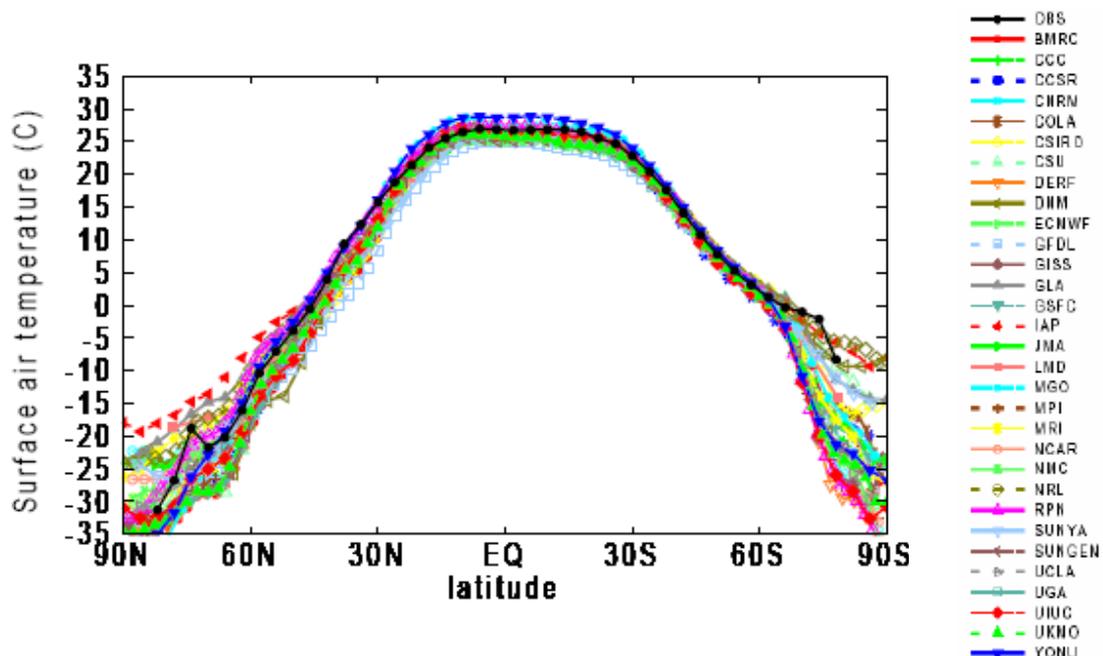


Figura 3.2(b) - Distribuição Zonal média da temperatura da superfície observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP, 1998.

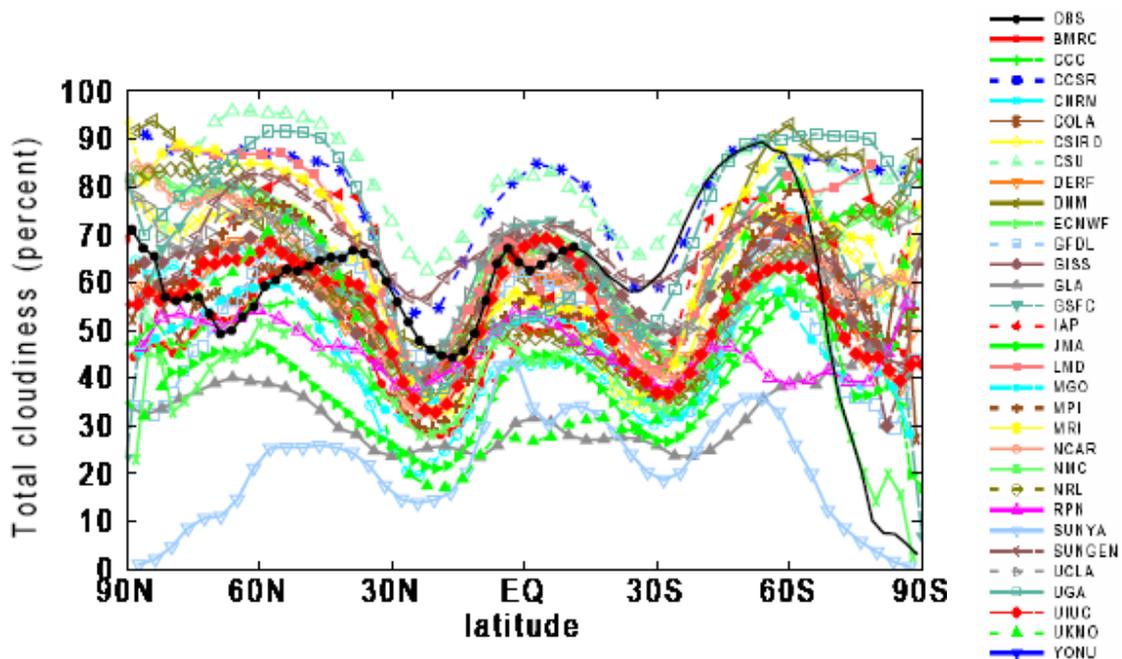


Figura 3.2(c) - Distribuição Zonal média da cobertura total de nuvens observada (linha preta) e dos principais modelos climáticos de todo o mundo (linhas coloridas) para os meses de DJF. Fonte: Relatório n° 45 AMIP, 1998.

### 3.2 Inclusão das Anomalias da TSM

Para a realização desse trabalho as anomalias de TSM, tanto do Oceano Atlântico Sul quanto do Oceano Pacífico Equatorial, foram geradas através de funções analíticas inseridas no código do modelo. Elas foram obtidas através da combinação de duas distribuições gaussianas no espaço (equação 3.2.1) e uma no tempo (equação 3.2.2), de acordo com a metodologia proposta por Torres Júnior (2005).

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_\phi \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(y - \eta_\phi)^2}{2\sigma_\phi^2}\right] \frac{1}{\sigma_\lambda \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \eta_\lambda)^2}{2\sigma_\lambda^2}\right] \quad (3.2.1)$$

onde:

f(x) distribuição gaussiana no espaço

x índice de longitude;

y índice de latitude;

$\eta_\phi$  deslocamento em latitude;

$\sigma_\phi$  variância em latitude;

$\eta_\lambda$  deslocamento em longitude;

$\sigma_\lambda$  variância em longitude

$$g(x) = \frac{1}{\sigma_\tau \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(t - \eta_\tau)^2}{2\sigma_\tau^2}\right] \quad (3.2.2)$$

onde:

g(x) distribuição gaussiana no tempo;

t índice de tempo;

$\eta_\tau$  deslocamento no tempo;

$\sigma_\tau$  variância no tempo ou largura do pulso

Nos experimentos que envolveram as anomalias conjugadas dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sul Extratropical, foram inseridas quatro distribuições gaussianas no

espaço, duas para cada oceano, e duas distribuições gaussianas no tempo, sendo também uma para cada oceano.

### **3.2.1 Experimento 1 – Anomalias positivas da TSM no Atlântico Sul**

As anomalias da TSM do Oceano Atlântico Sul foram geradas conforme a metodologia apresentada na seção anterior, com o comportamento, temporal e espacial semelhante ao observado entre os meses de outubro de 2004 e março de 2005, como será demonstrado no capítulo 4.

Para a geração dessas anomalias os termos das gaussianas no espaço tiveram os seguintes valores (em relação ao número de pontos de grade do arquivo com a TSM que é utilizado pelo CAM 2.02 como condição de contorno):

$x = 128$  longitudes;

$y = 64$  latitudes;

$\eta_\phi = 19$  deslocamentos em latitude a partir da origem;

$\sigma_\phi = 4$  latitudes de variância máxima;

$\eta_\lambda = 109$  deslocamentos em longitude a partir da origem;

$\sigma_\lambda = 3$  longitudes de variância máxima.

A maior anomalia da TSM que o centro das gaussianas pode assumir nesse experimento é de 4 °C. A máxima distribuição espacial dessa função gaussiana é apresentada na figura 3.2.1.1.

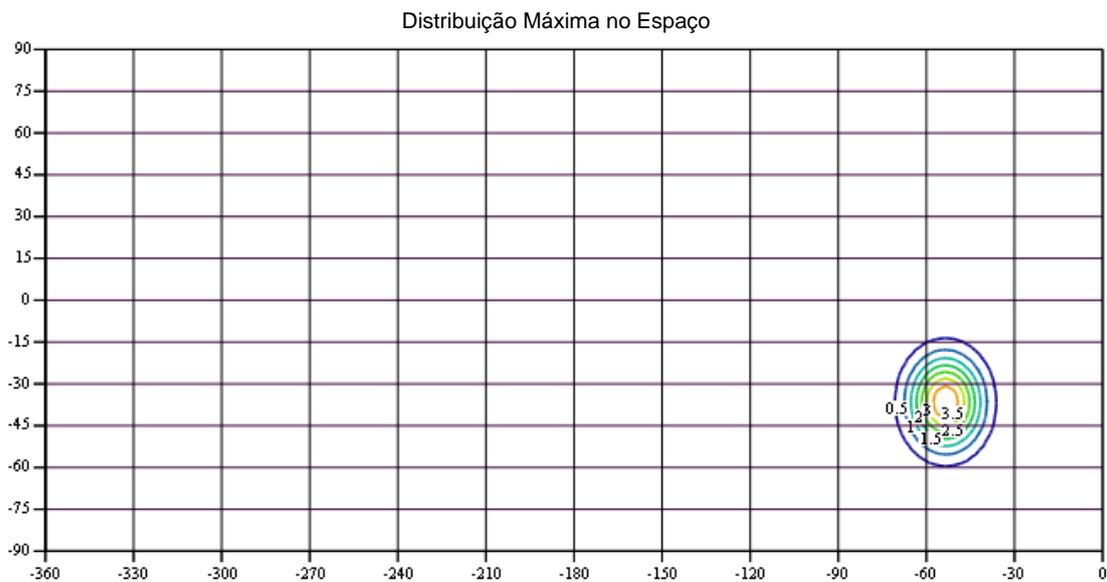


Figura 3.2.1.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 1.

Os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores:

$t$  tempo total = 330 dias

$\eta$ : deslocamento no tempo = 180 dias (tempo de atuação efetiva da função)

$\sigma_t$ : variância no tempo ou largura do pulso = 40 dias

A evolução temporal dessas anomalias pode ser observada na figura 3.2.1.2. A integração do modelo se iniciou no mês de setembro (marco zero do eixo x) do ano (0)<sup>5</sup>, ocorrendo o aquecimento na TSM do Oceano Atlântico Sul a partir do terceiro mês de integração, novembro do ano (0), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) no final do mês de fevereiro do ano (1), semelhante ao comportamento da TSM verificado no período descrito acima.

<sup>5</sup> Nessa trabalho será convencionado: ano (-1) como ano anterior ao início do aquecimento da TSM; ano (0) como o ano do início do aquecimento; e ano (1) como o ano em que os valores da TSM começam a decair.

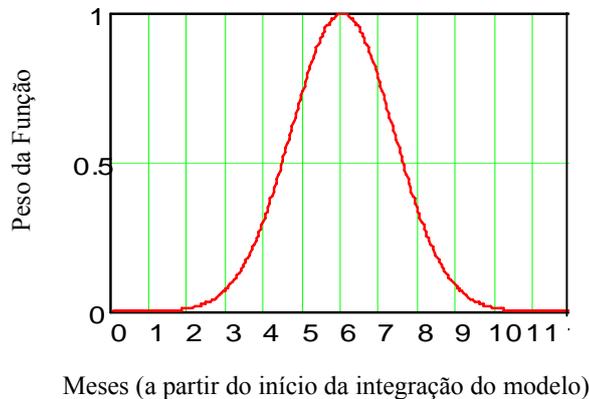


Figura 3.2.1.2. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 1.

### 3.2.2 Experimento 2 – Anomalias positivas do Pacífico Equatorial – Niño 1982-83

As anomalias da TSM do Pacífico Equatorial utilizadas no experimento 2, simulando uma configuração semelhante ao observada no El Niño de 1982-83, também foram geradas conforme a metodologia apresentada no início desta seção (item 3.2), com o comportamento, temporal e espacial semelhante ao observado nos anos de 1982 e 1983, como será demonstrado no capítulo 4.

Para a geração dessas anomalias os termos das gaussianas no espaço tiveram os seguintes valores (em relação ao número de pontos de grade do arquivo com a TSM que é utilizado pelo CAM 2.02 como condição de contorno):

$x = 128$  longitudes;

$y = 64$  latitudes;

$\eta_\phi = 29$  deslocamentos em latitude a partir da origem;

$\sigma_\phi = 2$  latitudes de variância máxima;

$\eta_\lambda = 85$  deslocamentos em longitude a partir da origem;

$\sigma_\lambda = 27$  longitudes de variância máxima.

A maior anomalia de TSM que o centro das gaussianas pode assumir nesse experimento é de 6 °C. A máxima distribuição espacial dessa função gaussiana é apresentada na figura 3.2.2.1.

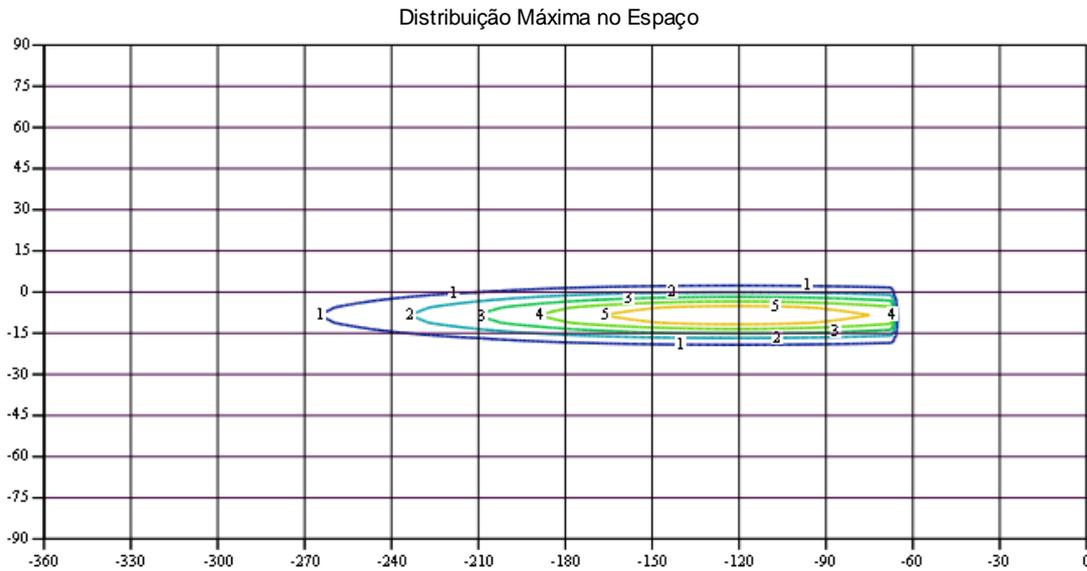


Figura 3.2.2.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 2.

Os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores:

$t$  tempo total = 900 dias

$\eta$ : deslocamento no tempo = 460 dias (tempo de atuação efetiva da função)

$\sigma_t$ : variância no tempo ou largura do pulso = 110 dias

A evolução temporal dessas anomalias pode ser observada na figura 3.2.2.2. A integração do modelo se iniciou no mês de setembro do ano (-1), ocorrendo o início do aquecimento na TSM do Pacífico Equatorial em janeiro do ano (0) (equivalente a janeiro de 1982), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) em dezembro desse mesmo ano (equivalente a dezembro de 1982), semelhante ao comportamento da TSM verificado nesse período.



Figura 3.2.2.2. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 2.

### 3.2.3 Experimento 3 – Anomalias positivas do Pacífico Equatorial – Niño 2006-07

As anomalias da TSM do Pacífico Equatorial utilizadas no experimento 3, simulando uma configuração semelhante ao observada no El Niño de 2006-07, também foram geradas conforme a metodologia apresentada no início desta seção (item 3.2), com o comportamento, temporal e espacial semelhante ao observado nos anos de 2006 e 2007, como será demonstrado no capítulo 4.

Para a geração dessas anomalias os termos das gaussianas no espaço tiveram os seguintes valores (em relação ao número de pontos de grade do arquivo com a TSM que é utilizado pelo CAM 2.02 como condição de contorno):

$x = 128$  longitudes;

$y = 64$  latitudes;

$\eta_{\phi} = 29$  deslocamentos em latitude a partir da origem;

$\sigma_{\phi} = 2.8$  latitudes de variância máxima;

$\eta_{\lambda} = 82$  deslocamentos em longitude a partir da origem;

$\sigma_{\lambda} = 32$  longitudes de variância máxima.

A maior anomalia de TSM que o centro das gaussianas pode assumir nesse experimento é de 4 °C. A máxima distribuição espacial dessa função gaussiana é apresentada na figura 3.2.3.1.

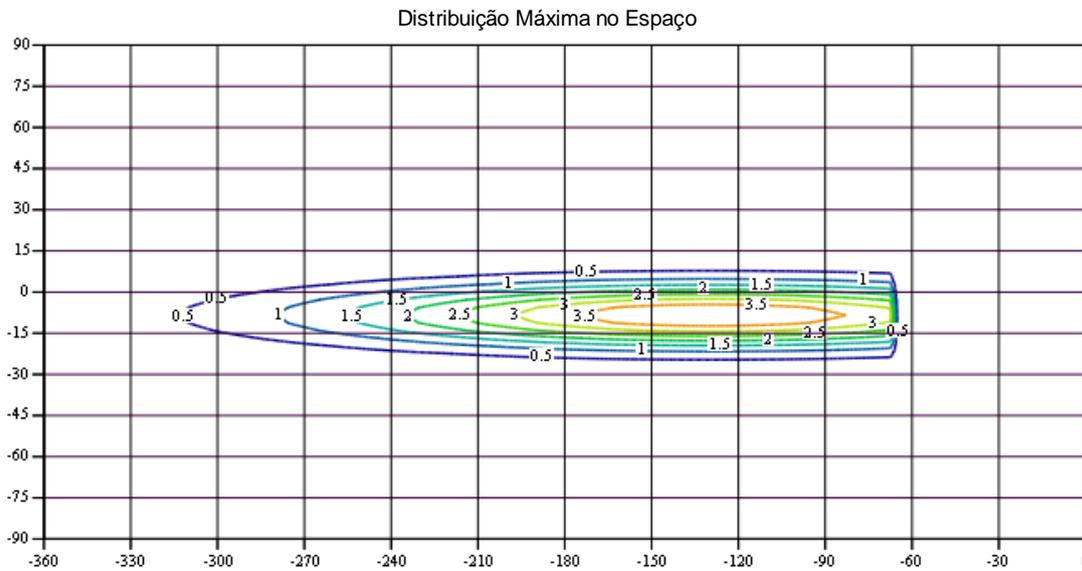


Figura 3.2.3.1. Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C) – Experimento 3.

Os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores:

$t$  tempo total = 900 dias

$\eta_t$  deslocamento no tempo = 460 dias (tempo de atuação efetiva da função)

$\sigma_t$  variância no tempo ou largura do pulso = 54 dias

A evolução temporal dessas anomalias pode ser observada na figura 3.2.3.2. A integração do modelo se iniciou no mês de setembro do ano (-1), ocorrendo o início do aquecimento na TSM do Pacífico Equatorial em junho do ano (0) (equivalente a junho de 2006), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) em dezembro desse mesmo ano (equivalente a dezembro de 2006), semelhante ao comportamento da TSM verificado nesse período.



Figura 3.2.3.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 3.

### 3.2.4 Experimento 4 –Pacífico Equatorial (Niño 1982-83) e Atlântico Sul

Nesse experimento as anomalias da TSM do Pacífico Equatorial (Niño 1982-83) foram obtidas conforme a metodologia apresentada no início desta seção (item 3.2), com a mesma distribuição espacial e temporal demonstrada na seção 3.2.2. Já as anomalias da TSM do Atlântico Sul sofreram uma pequena modificação, em relação ao apresentado na seção 3.2.1, somente na sua evolução temporal, conforme demonstrado na figura 3.2.4.1.



Figura 3.2.4.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo (Atlântico Sul) – Experimento 4.

No caso desse experimento, onde as funções contendo as anomalias do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul foram fornecidas concomitantemente para o MCGA, foi necessário ajustar a evolução temporal das anomalias da TSM do Atlântico Sul para que essas ocorressem no mesmo período em que foram observadas durante o episódio do El

Niño 1982-83. Nesse experimento os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores:

$t$  tempo total = 900 dias

$\eta$ : deslocamento no tempo = 490 dias (tempo de atuação efetiva da função)

$\sigma$ : variância no tempo ou largura do pulso = 40 dias

Dessa forma, como pode se observar na figura 3.2.4.1, o modelo iniciou sua integração no mês de setembro, com o início do aquecimento da TSM do Atlântico Sul ocorrendo em setembro do ano (0) (equivalente a setembro de 1982), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) em janeiro do ano (1) (equivalente a janeiro de 1983), semelhante ao comportamento da TSM do Atlântico Sul observado durante o evento El Niño de 1982-83.

### 3.2.5 Experimento 5 – Pacífico Equatorial (Niño 2006-07) e Atlântico Sul

Assim como no experimento anterior, as anomalias da TSM do Pacífico Equatorial (Niño 2006-07) foram obtidas conforme a metodologia apresentada no início desta seção (item 3.2), com a mesma distribuição espacial e temporal demonstrada na seção 3.2.3. Já as anomalias da TSM do Atlântico Sul também sofreram uma pequena modificação em relação ao apresentado na seção 3.2.1, somente na sua evolução temporal, conforme demonstrado na figura 3.2.5.1.



Figura 3.2.5.1. Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo (Atlântico Sul) – Experimento 5.

No caso desse experimento, onde as funções contendo as anomalias do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul foram fornecidas concomitantemente para o MCGA, também foi necessário ajustar a evolução temporal das anomalias da TSM do Atlântico Sul para que essas ocorressem no mesmo período em que foram observadas durante o episódio do El Niño 2006-07. Nesse experimento os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores:

$t$  tempo total = 900 dias

$\eta$ : deslocamento no tempo = 460 dias (tempo de atuação efetiva da função)

$\sigma_t$  variância no tempo ou largura do pulso = 40 dias

Dessa forma, como pode se observar na figura 3.2.4.1, o modelo iniciou sua integração no mês de setembro, com o início do aquecimento da TSM do Atlântico Sul ocorrendo em agosto do ano (0) (equivalente a agosto de 2006), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) em dezembro desse mesmo ano (equivalente a dezembro de 2006), semelhante ao comportamento da TSM do Atlântico Sul observado durante o evento El Niño de 2006-2007.

## **4. Resultados**

Neste capítulo, são apresentados os resultados obtidos em cada experimento descrito no capítulo anterior. A discussão dos resultados será baseada principalmente na descrição das motivações para a geração de cada experimento, na comparação dos campos observados com aqueles obtidos numericamente com a utilização do MCGA e na evolução temporal dos impactos das anomalias do Pacífico Equatorial na circulação atmosférica da América do Sul.

### **4.1 Resultados dos experimentos.**

Neste capítulo são apresentadas as situações climáticas, sinóticas e hidrológicas que motivaram a realização dos experimentos 1 a 5 e os resultados das simulações numéricas referentes a cada experimento realizado com o MCGA CAM 2.02.

#### **4.1.1 Experimento 1 – Atlântico Sul**

Essa etapa corresponde à avaliação dos impactos das anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical no regime hidrometeorológico de verão das regiões Sul e Sudeste do Brasil, tendo como forçante as anomalias geradas numericamente, conforme metodologia descrita na seção 3.2.1, baseadas naquelas observadas nos meses de janeiro a março de 2005.

As anomalias na TSM do Atlântico Sul na região da CBM nos meses de janeiro a março de 2005 foram motivadoras deste trabalho. Esses meses também foram marcados por intensas anomalias negativas de precipitação na região Sul do Brasil, e conseqüentemente, fortes anomalias nas vazões naturais<sup>6</sup> observadas nas Usinas Hidroelétricas (UHEs) de Salto Santiago, localizado na bacia do rio Iguazu (Paraná), Machadinho, localizado na bacia do rio Uruguai (Santa Catarina) e Passo Real na bacia do rio Jacuí (Rio Grande do Sul). Na figura 4.1.1.1 são representadas a localização espacial de todos os aproveitamentos e bacias que serão apresentados nas tabelas 4.1.1.1 a 4.1.1.4, a seguir.

---

<sup>6</sup> Vazão Natural é a vazão afluente a uma seção de rio, ou usina hidroelétrica, desconsiderando o efeito da ação antrópica lá existente devido à operação de usinas localizadas a montante, irrigação e outros usos consultivos.

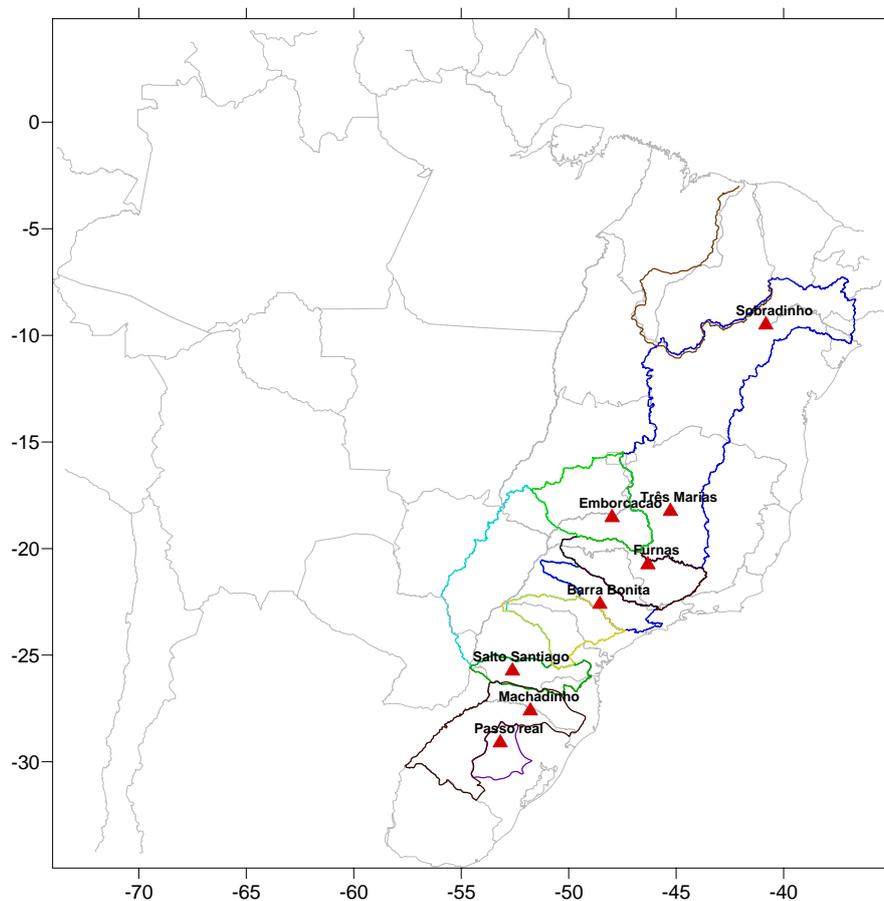


Figura 4.1.1.1. Distribuição espacial dos principais aproveitamentos e bacias do SIN utilizados nesse trabalho. Fonte: ONS.

Foram escolhidos para este estudo os dados das UHEs Barra Bonita, na bacia do rio Tietê (São Paulo), Furnas na bacia do rio Grande (Minas Gerais), Emborcação na bacia do rio Paranaíba (Goiás) e Três Marias (Minas Gerais) e Sobradinho incremental (Minas Gerais e Bahia) na bacia do rio São Francisco. Essa última bacia possui uma particularidade já que a nascente do rio ocorre na região central do estado de Minas Gerais, na região Sudeste do Brasil, passando pelo norte desse estado, por todo o centro-oeste do estado da Bahia e pelo interior dos estados de Pernambuco, Sergipe e Alagoas, ambos na região Nordeste, até desembocar no oceano.

Nas tabelas 4.1.1.1 e 4.1.1.2, estão, respectivamente, os valores de anomalia de precipitação e de vazão natural verificadas nas bacias dos rios Jacuí (RS), Uruguai (SC) e Iguaçu (Paraná). Essas anomalias fazem referência aos valores médios históricos dessas grandezas, obtidos junto ao ONS, sendo o histórico de vazões naturais correspondente ao período de 1931-2005 e o de precipitação de 1961-2005. Valores abaixo de 100% da média indicam anomalias negativas e acima desse valor anomalias positivas.

Observam-se nos dados contidos nas tabelas 4.1.1.1 que a partir do mês de outubro, onde se verificaram fortes anomalias positivas de precipitação, em praticamente todos os meses seguintes foram verificadas anomalias negativas de precipitação, sendo que as anomalias mais intensas foram observadas no mês de fevereiro.

Com relação à resposta hidrológica a essas anomalias de precipitação (tabela 4.1.1.2), observou-se que as anomalias negativas de vazão natural só foram verificadas a partir do mês de dezembro, tendo em vista as intensas anomalias positivas de precipitação verificadas no mês de outubro e que ainda se repercutiram na vazão média observada no mês de novembro.

Tabela 4.1.1.1 – Anomalias de precipitação verificadas nas principais bacias hidrográficas da região Sul do Brasil em % da precipitação média climatológica mensal.

	<i>Bacia do rio Jacuí (RS)</i>	<i>Bacia do rio Uruguai (SC)</i>	<i>Bacia do rio Iguaçu (PR)</i>
Out-04	130 %	100 %	170 %
Nov-04	64 %	97 %	90 %
Dez-04	50 %	65 %	50 %
Jan-05	74 %	70%	87 %
<b>Fev-05</b>	<b>16 %</b>	<b>17 %</b>	<b>19%</b>
Mar-05	50 %	53 %	54%

Tabela 4.1.1.2 – Anomalias de vazão natural verificadas nos principais aproveitamentos hidroelétricos da região Sul do Brasil em % da média de longo termo.

	<i>Bacia do rio Jacuí (RS)</i>	<i>Bacia do rio Uruguai (SC)</i>	<i>Bacia do rio Iguaçu (PR)</i>
Out-04	44 %	113 %	120 %
Nov-04	101 %	108 %	174 %
Dez-04	68 %	67 %	86 %
Jan-05	47 %	73 %	77 %
<b>Fev-05</b>	<b>27 %</b>	<b>29 %</b>	<b>37 %</b>
Mar-05	35 %	46 %	32 %

As anomalias de precipitação nos aproveitamentos da região Sudeste (tabela 4.1.1.3) também apresentaram valores negativos bastante significativos no mês de fevereiro, com anomalias positivas somente no trecho da bacia do rio São Francisco entre Três Marias e Sobradinho. Nas UHEs desta região, incluindo o trecho da bacia do rio São Francisco incremental a UHE Sobradinho que faz parte do subsistema Nordeste, não se observa anomalias tão negativas de vazão natural (tabela 4.1.1.4) no mês de fevereiro quanto àquelas observadas na precipitação deste mesmo mês.

Tabela 4.1.1.3 – Anomalias de precipitação verificadas nas principais bacias hidrográficas da região Sudeste do Brasil em % da precipitação média climatológica mensal.

	<i>Bacia do rio Tietê (SP)</i>	<i>Bacia do rio Grande (MG)</i>	<i>Bacia do rio Paranaíba (GO)</i>	<i>Bacia do rio São Francisco (MG) / (BA)</i>
Out-04	119 %	54 %	36 %	48 % / 29 %
Nov-04	48 %	74 %	133 %	119 % / 128 %
Dez-04	77 %	107 %	90 %	90 % / 101 %
Jan-05	130 %	139 %	101 %	85 % / 125 %
<b>Fev-05</b>	<b>20 %</b>	<b>63 %</b>	<b>49%</b>	<b>53 % / 146 %</b>
Mar-05	102 %	102 %	121%	145 % / 140%

Tabela 4.1.1.4 – Anomalias de vazão natural verificadas nos principais aproveitamentos hidroelétricos da região Sudeste do Brasil em % da média de longo termo.

	<i>Bacia do rio Tietê (SP)</i>	<i>Bacia do rio Grande (MG)</i>	<i>Bacia do rio Paranaíba (GO)</i>	<i>Bacia do rio São Francisco (MG) / (BA)</i>
Out-04	96 %	93 %	87 %	62 % / 68 %
Nov-04	106 %	70 %	59 %	34 % / 53%
Dez-04	92 %	123 %	79 %	91 % / 63 %
Jan-05	120 %	128%	114 %	117 % / 78 %
<b>Fev-05</b>	<b>62 %</b>	<b>103 %</b>	<b>84%</b>	<b>90 % / 92%</b>
Mar-05	95 %	104 %	122%	145 % / 93

Um fato importante na análise do comportamento hidrometeorológico das bacias da região Sudeste, e principalmente na bacia do rio São Francisco, é que a resposta das vazões às anomalias de precipitação é muito mais lenta do que na região Sul. Esse fato justifica as anomalias negativas mais intensas na precipitação verificadas durante o mês de fevereiro de 2005 não terem repercutido em anomalias negativas de vazão tão intensas nesse mesmo mês, já que no mês de janeiro a maior parte das bacias do subsistema Sudeste apresentou anomalias positivas de precipitação e vazão.

Nesse mesmo período foram verificadas anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical próximo a região da CBM, com destaque para as anomalias observadas nos meses de janeiro e fevereiro, e em especial no mês de fevereiro de 2005, quando os valores da TSM observados chegaram a superar a média climatológica em até 3°C. Na figura 4.1.1.2 são apresentadas as anomalias de TSM observadas no Oceano Atlântico Sul nos meses de outubro de 2004 a março de 2005, consecutivamente.

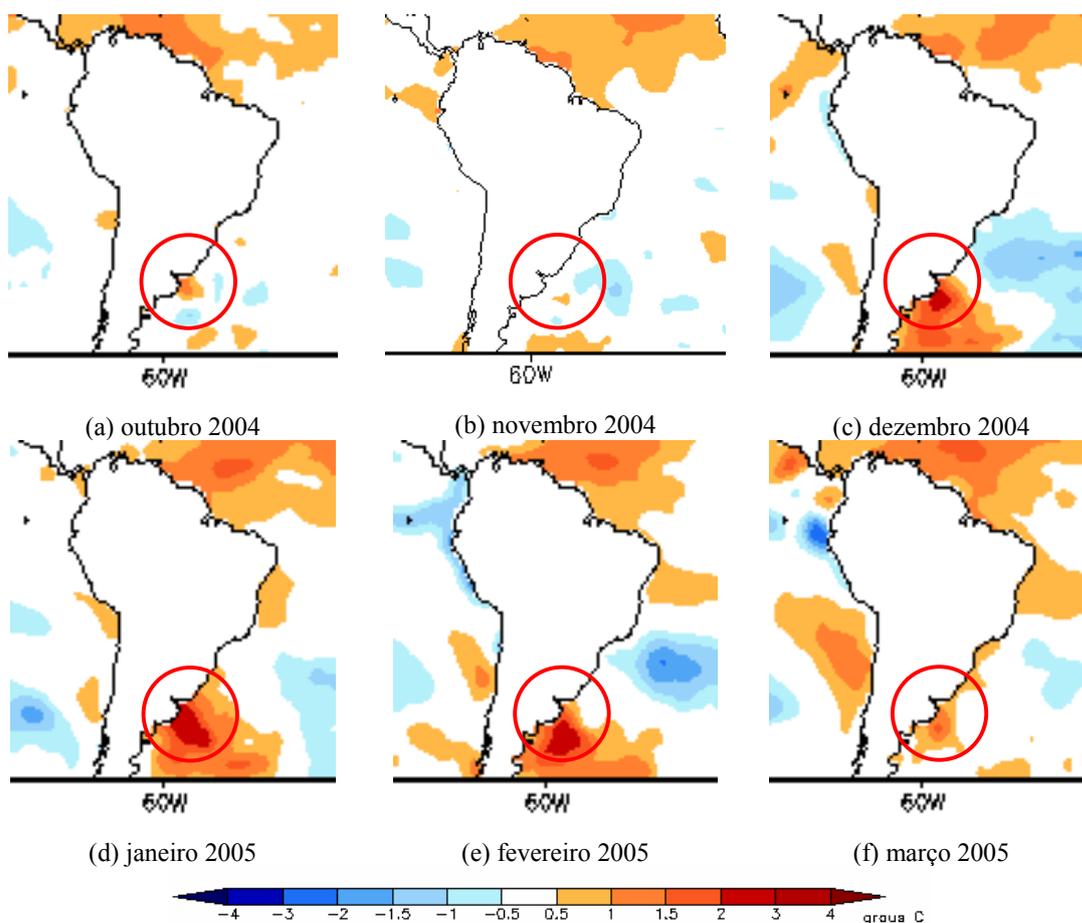


Figura 4.1.1.2. Anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul verificadas de outubro de 2004 até março de 2005, consecutivamente. (fonte:CPTEC/INPE)

Os padrões da circulação atmosférica também sofreram modificações durante esse período, apresentando algumas anomalias semelhantes desde dezembro de 2004 até março de 2005. No entanto, as mudanças mais significativas foram observadas no mês de fevereiro de 2005, que foi marcado pela rápida passagem de frentes frias pela região Sul do Brasil, geralmente associadas a uma anomalia na inclinação da corrente de jato em 200 hPa (figura 4.1.1.3), que apresentou uma componente mais intensa de noroeste-oeste, fazendo com que as frentes frias, após alcançarem a região Sul, rapidamente fossem deslocadas para o oceano ou para a região Sudeste. Também deve ser destacado nas anomalias da circulação em 200 hPa uma anomalia da componente de sul em direção ao estado do Rio de Janeiro e uma outra ciclônica no Oceano Atlântico Sul próximo ao litoral das regiões Sul e Sudeste do Brasil

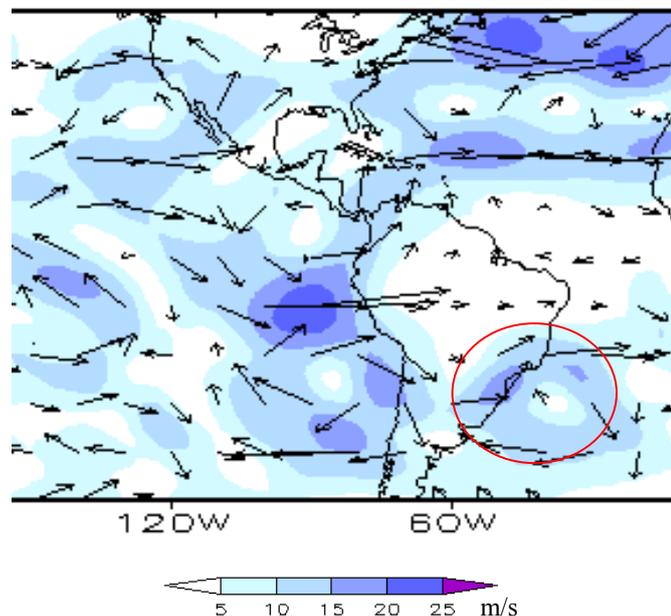


Figura 4.1.1.3. Anomalia de vento (m/s) em 200 hPa verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.

Para associarmos essas anomalias na circulação atmosfera com aquelas observadas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, devemos avaliar que a atmosfera só irá responder a essa forçante oceânica após esta atingir um certo limiar energético. Nesse caso, esse limiar só foi atingido no mês de fevereiro, mesmo já sendo observadas anomalias na TSM da região da CBM desde o mês de janeiro. Esta inércia na resposta da circulação atmosférica a esse tipo de anomalia na TSM está discutida nos trabalhos de Vivier et al. (2000) e Tokinaga et al. (2005).

No campo de anomalias de vento em 850 hPa observado no mês de fevereiro de 2005 (figura 4.1.1.4), também foi observada uma forte anomalia ciclônica na circulação sobre o Oceano Atlântico Sul próximo ao litoral da região Sudeste, o que acarretou em uma anomalia bem definida de ventos de sul percorrendo o estado do Rio de Janeiro e o leste do estado de Minas Gerais, indicando um forte transporte de umidade do oceano para essas regiões durante esse período. Também vale destacar fortes anomalias na circulação em 850 hPa de sul na maior parte da região Sul do Brasil. Esse padrão associado ao rápido deslocamento das frentes frias por essa região, e a uma fraca anomalia de noroeste na região central do país, indica um possível aumento no transporte de umidade da região

Amazônica em direção ao estado de Minas Gerais. Nesse mês o transporte de umidade da região equatorial para a região Sul do Brasil, feito pelos JBN em 850 hPa, próximo ao leste dos Andes, praticamente não aconteceu, podendo-se observar intensas anomalias de sudeste nessa região, contrárias ao transporte de umidade feito pelos JBN. Esse fato representa uma contribuição importante para a ocorrência de anomalias negativas de precipitação nessa região, tendo em vista que esse transporte conduz um suporte de umidade importante para a ocorrência e a intensificação da precipitação nessa região na ocasião da passagem de frentes frias (Santos et. al, 2004).

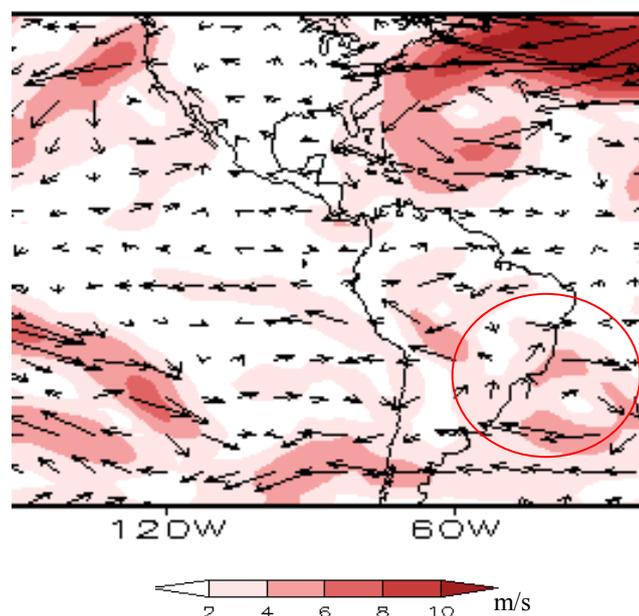


Figura 4.1.1.4. Anomalia de vento (m/s) em 850 hPa verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.

A confluência sobre parte do estado de Minas Gerais no mês de fevereiro de 2005, indicada na figura 4.1.1.4 através de um círculo vermelho, contribuiu para a observação de anomalias positivas de precipitação em parte desse estado e do estado do Bahia, em decorrência da configuração de episódios da ZCAS, diferentemente do ocorrido no restante do país, como pode ser observado na figura 4.1.1.5.

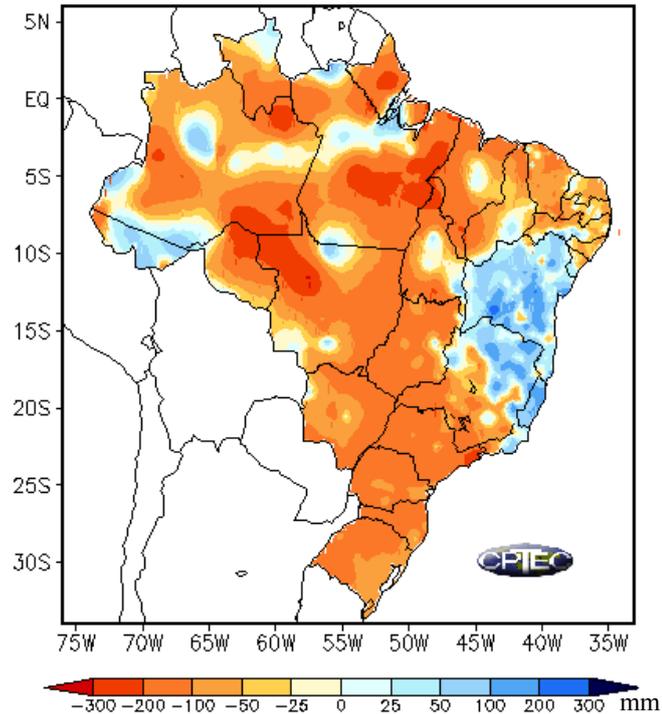


Figura 4.1.1.5. Anomalia de precipitação (mm) verificada no mês de fevereiro de 2005.  
 Fonte: CPTEC/INPE.

Também foram observadas, durante esse período, anomalias na altura Geopotencial em 500 hPa, com valores positivos próximo a região da Patagônia e negativos no Oceano Atlântico Sul próximo a costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil (figura 4.1.1.6), coerentes com a anomalia ciclônica sobre o Oceano Atlântico Sul verificada nesse período, associada a anomalias negativas da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar nessa região.

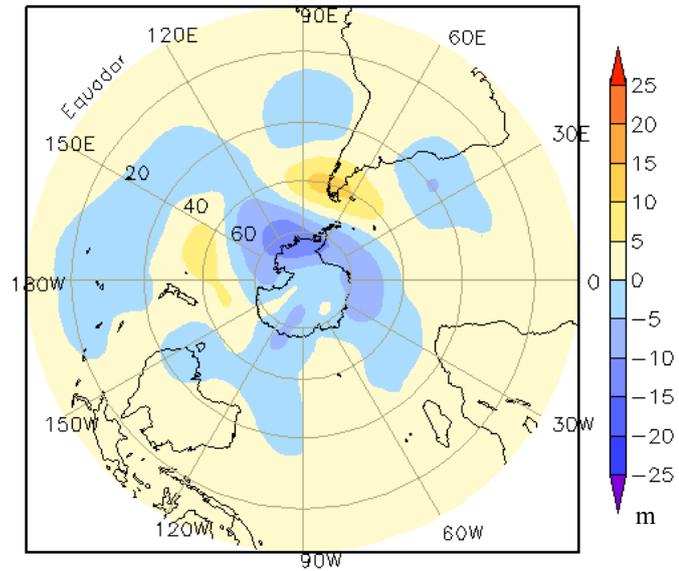


Figura 4.1.1.6. Anomalia da altura geopotencial em 500 hPa (m) verificada no mês de fevereiro de 2005. Fonte: CPTEC/INPE.

A seguir são apresentados os resultados obtidos a partir da modelagem realizada com a utilização do modelo CAM 2.02, conforme a metodologia descrita no capítulo 3, itens 3.2 e 3.2.1. Na figura 4.1.1.7 podem ser observados os campos com as anomalias da temperatura da superfície modelados nos meses de dezembro a março, respectivamente, após a introdução das anomalias de TSM no código do modelo.

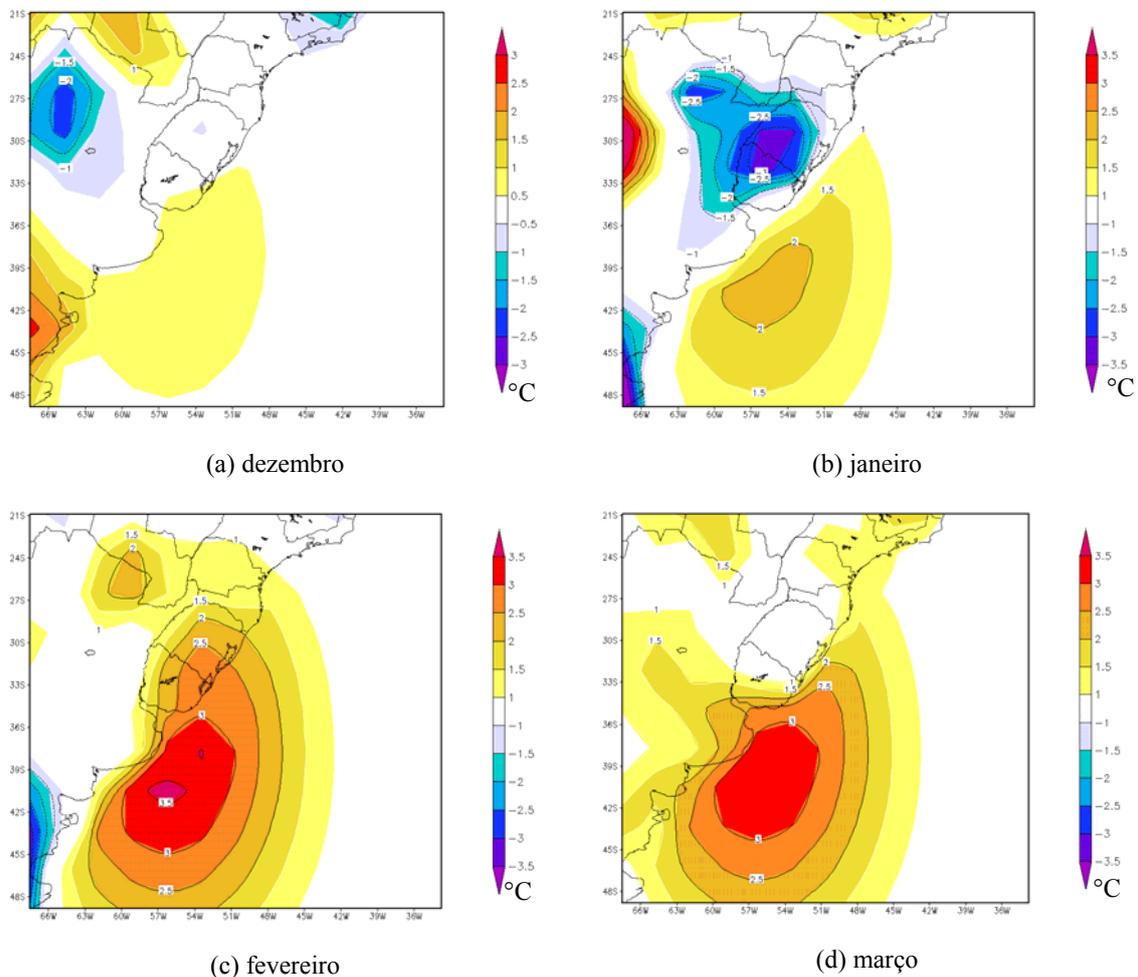


Figura 4.1.1.7. Anomalias da temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) modeladas nos meses de dezembro a março, respectivamente, após a inclusão da anomalia de TSM.

As anomalias de temperatura da superfície verificadas sobre o continente, observadas nas figuras 4.1.1.7, são resposta às anomalias da TSM induzidas em cada mês e nos meses anteriores. Cabe ressaltar que, assim como o ocorrido entre os anos de 2004 e 2005, uma característica importante da evolução temporal das anomalias da TSM do Oceano Atlântico Sul foi reproduzida nesse experimento, ou seja, a permanência dessas anomalias durante quatro meses consecutivos praticamente na mesma posição, como foi o ocorrido entre os meses de dezembro de 2004 e março de 2005.

Em termos de energia, somando-se os fluxos de calor latente e calor sensível modelados numericamente na superfície na área média de atuação da CBM (63W – 48W; 43S - 33S), tem-se no mês de fevereiro, por exemplo, uma energia emitida para a atmosfera

da ordem de  $7,1 \times 10^7$  MWmed<sup>7</sup>. Essa energia é cerca de 3 ordens de grandeza maior que a energia elétrica consumida na região Sudeste no mês de fevereiro de 2007, por exemplo, que foi de  $3,0 \times 10^4$  MWmed (Fonte:ONS).

São apresentados a seguir os resultados das simulações realizadas no MCGA referentes ao mês de fevereiro, que foi o período onde foram verificadas as anomalias mais intensas no regime hidrometeorológico na maior parte do país.

As simulações realizadas nesse experimento consideraram somente as anomalias ocorridas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM. Portanto, cabe ressaltar que a comparação entre os resultados dos campos atmosféricos obtidos neste experimento e aqueles observados em fevereiro de 2005 deve ser feita de forma qualitativa. No mês de fevereiro de 2005 foram verificadas anomalias na TSM em diversas partes do globo, inclusive no oceano Atlântico Tropical, como pôde ser observado na figura 4.1.1.7. O principal objetivo na avaliação dos resultados dessas simulações será então o de verificar como as anomalias da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical na região da CBM podem influenciar, isoladamente, a circulação atmosférica sobre o país e, conseqüentemente, o regime de precipitação das regiões Sul e Sudeste.

São analisadas variáveis que representam a dinâmica do modelo, como a pressão atmosférica reduzida ao nível do mar, o vento em 1000, 850, 700, 500, 300 e 200 hPa, a vorticidade e a divergência do vento nesses mesmos níveis e algumas variáveis dependentes de abordagens paramétricas, tais como a precipitação total média mensal, o fluxo de radiação de onda longa, a umidade específica do ar integrada na camada de 1000 a 500 hPa e a altura da Camada Limite Atmosférica (CLA). Alguns cortes verticais da atmosfera sobre a região onde foram inseridas as anomalias de TSM e regiões adjacentes também são apresentados. Essas análises foram feitas em torno da diferença entre os campos simulados após a introdução das anomalias de TSM do Atlântico Sul (caso perturbado do experimento 1) e o caso controle, que representa o estado médio da atmosfera no mês de fevereiro. Em algumas situações, visando complementar as análises físicas e sinóticas, os campos simulados do caso controle e do caso perturbado também são apresentados.

---

<sup>7</sup> MWmed - medida de energia que fornece o comportamento médio de uma grandeza, em MW, ao longo de um intervalo de tempo. A vantagem no uso desta medida está na facilidade ao se comparar quantitativamente grandezas de energia, em MWmed, com grandezas de potência, em MW.

Nas figuras 4.1.1.8 a 4.1.1.13, são apresentadas as diferenças entre o caso perturbado no experimento 1 e o caso controle da circulação atmosférica nos níveis de 1000, 850, 700, 500, 300 e 850 hPa para o mês de fevereiro, respectivamente, sendo que na figura 4.1.1.8 também são apresentadas as anomalias obtidas na pressão atmosférica reduzida ao nível do mar.

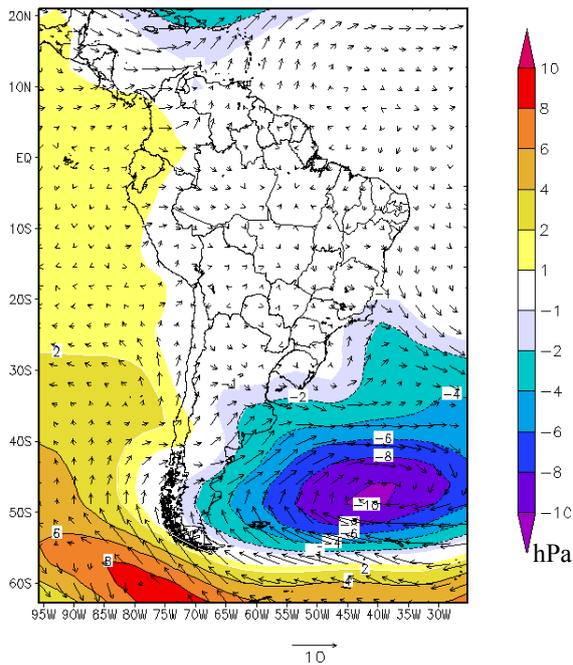


Figura 4.1.1.8. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) no experimento 1.

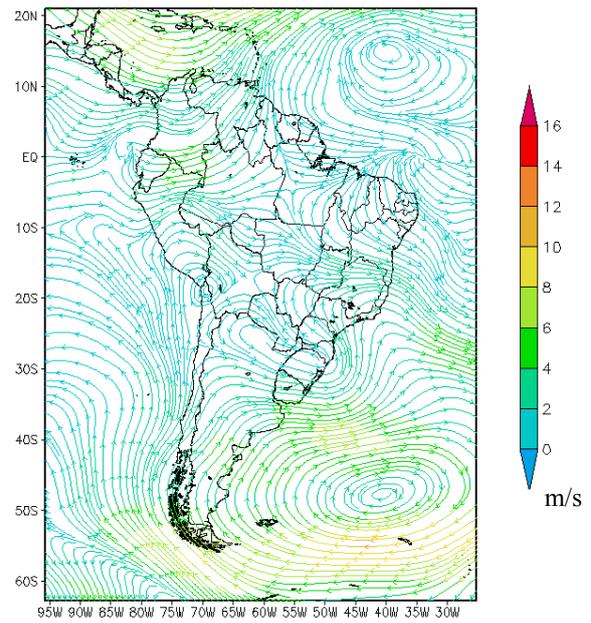


Figura 4.1.1.9. Anomalia das linhas de corrente em 850 hPa (m/s) no experimento 1.

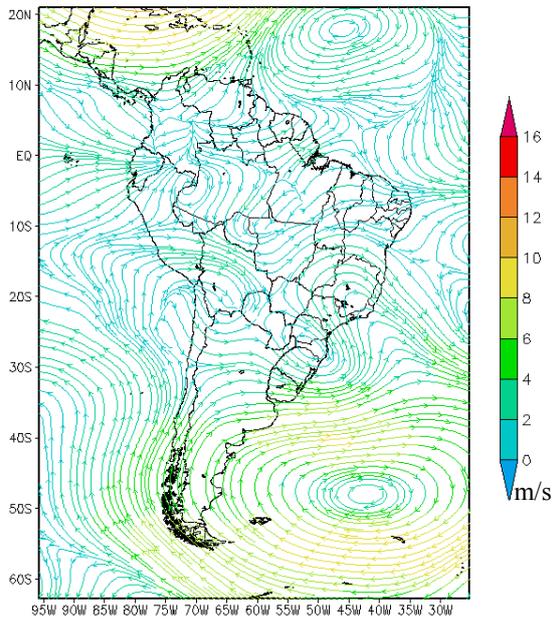


Figura 4.1.1.10. Anomalia das linhas de corrente em 700 hPa (m/s) no experimento 1

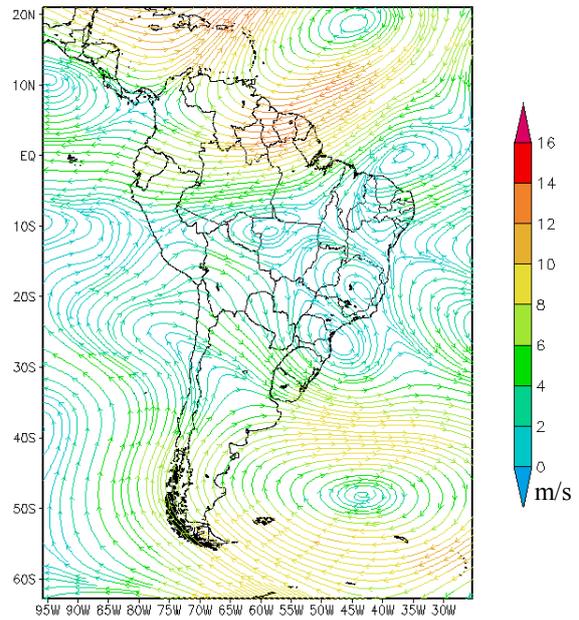


Figura 4.1.1.11. Anomalia das linhas de corrente em 500 hPa (m/s) no experimento 1.

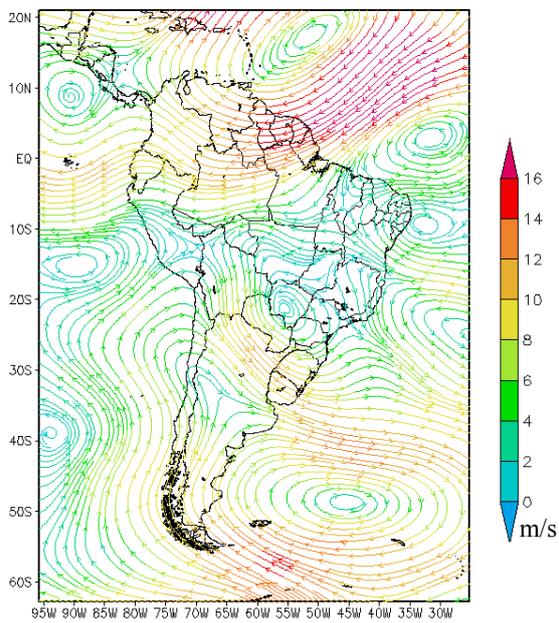


Figura 4.1.1.12. Anomalia das linhas de corrente em 300 hPa (m/s) no experimento 1

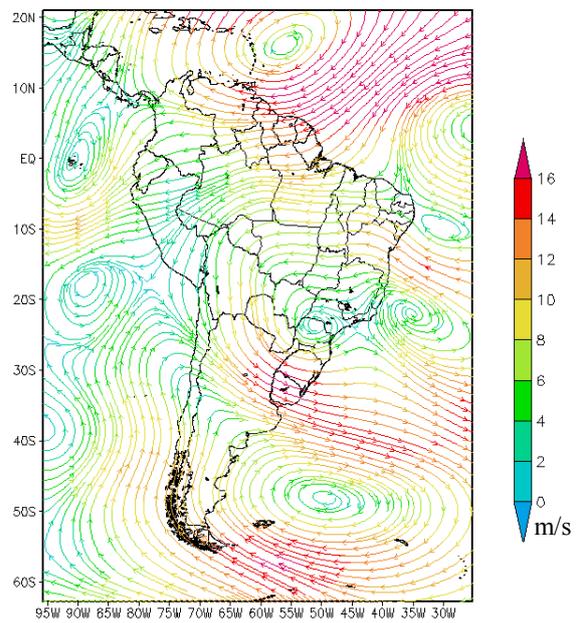


Figura 4.1.1.13. Anomalia das linhas de corrente em 200 hPa (m/s) no experimento 1

Observando a diferença nos campos de vento entre o caso perturbado do experimento 1 e o caso controle (figuras 4.1.1.8 a 4.1.1.13), é notável o aparecimento de uma anomalia ciclônica com centro próximo a 45°W e 50°S presente em todos os níveis da atmosfera. O aparecimento de um cavado no oceano Atlântico Sul próximo ao estado do Rio de Janeiro, se estendendo até o sudeste de Minas Gerais também pode ser observado da superfície até o nível de 500 hPa. Em níveis médios e altos da atmosfera observa-se também uma anomalia anticiclônica próxima ao estado do Paraná e outro ciclônica próximo ao litoral leste da Região Nordeste.

Antes de passarmos para as conseqüências dessas anomalias encontradas na circulação atmosférica observadas entre o caso perturbado e o caso controle, discutiremos agora as causas físicas para o surgimento desses padrões.

A introdução da fonte de calor correspondente às anomalias de TSM na região da CBM injetou na atmosfera uma grande quantidade de calor latente, como pode ser observado na figura 4.1.1.14, onde é apresentada a diferença média mensal entra o fluxo de calor latente na superfície entre o caso perturbado e controle.

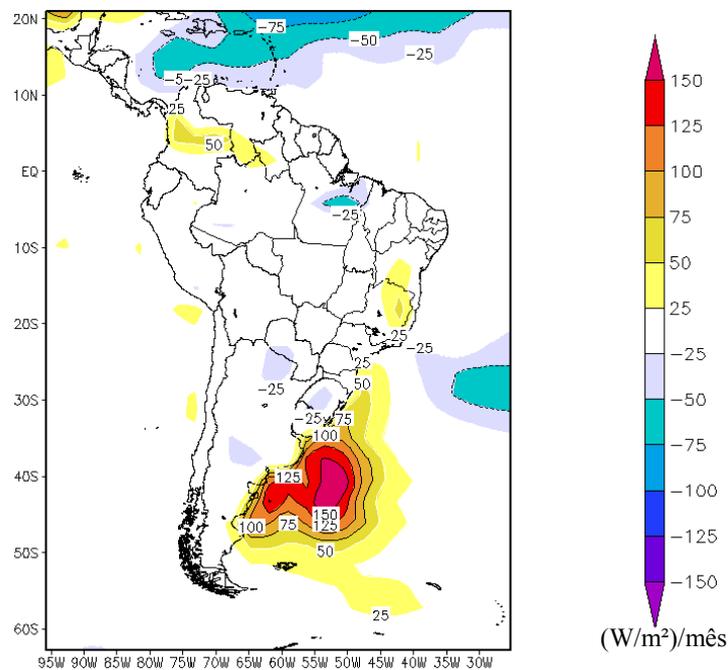


Figura 4.1.1.14. Diferença entre o fluxo de calor na superfície ( $\text{W/m}^2$ )/mês entre o experimento 1 e o caso controle.

A primeira resposta da atmosfera esperada a esta injeção de calor seria região de ar ascendente em superfície próximo ao local onde foi introduzida a fonte de calor, tendo em vista a diminuição da densidade do ar, decorrente do aumento na temperatura. Esse fato foi observado nas simulações realizadas com o MCGA, como pode ser observado nas figuras 4.1.1.15, onde se observa um corte vertical meridional feito em 54°W entre as latitudes de 54°S e 4°N. Nessa figura podem ser observados os valores de Omega (hPa/s) simulados no caso perturbado do experimento 1.

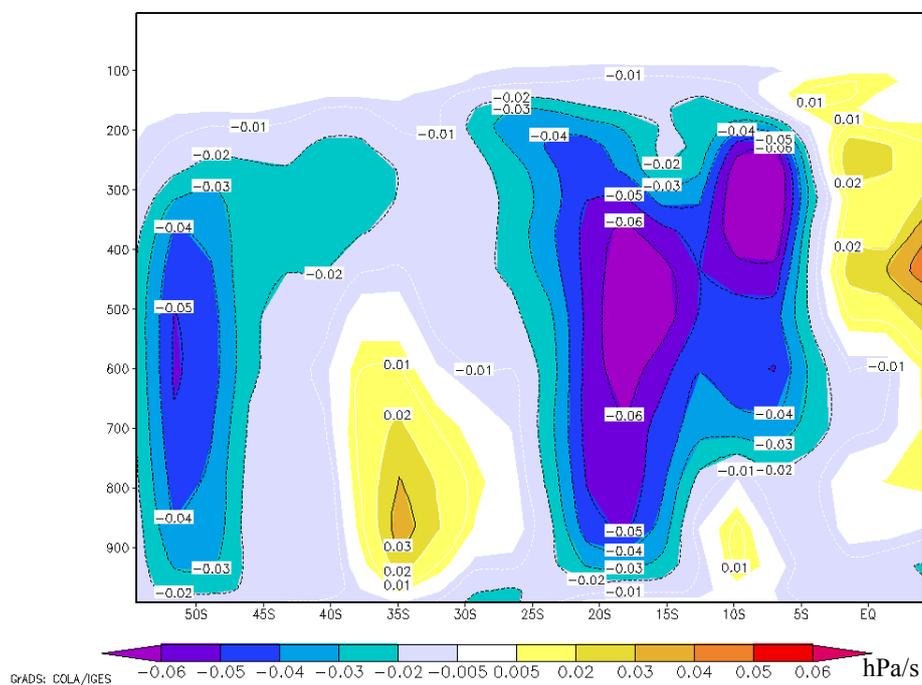


Figura 4.1.1.15. Corte vertical meridional feito em 54°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de Omega (hPa/s). Experimento 1.

Observa-se na figura 4.1.1.15 uma pequena região ar ascendente próximo ao local onde foi introduzida a fonte de calor (40 – 45S), com omega variando entre -0.005 e -0.02 hPa/s, que se estende até 200 hPa. No entanto, a região onde se observam valores de omega mais negativos, ou seja, movimentos ascendentes mais intensos, está localizada um pouco mais ao sul de onde foi introduzida a fonte calor. Como consequência a essa célula de ar ascendente, observa-se uma célula de ar descendente próximo a 35°S, atingindo o Uruguai

e o Rio Grande do Sul. Observa-se também uma grande região de ar ascendente próximo a 20°S, também se estendendo até 200 hPa.

A resposta pelo fato da região de ar ascendente (omega negativo) não ser mais intensa na atmosfera imediatamente acima de onde foi introduzida a fonte de calor, pode ser encontrada observando-se os campos de vorticidade e divergência do caso controle em 1000 hPa (figuras 4.1.1.16 e 4.1.1.17). A região onde foi introduzida a anomalia de TSM no Atlântico Sul (centro em 54W e 42S) é uma região de vorticidade e divergência positiva em superfície, o que dificulta o surgimento de movimentos ascendentes muito intensos e profundos, mesmo após a introdução da fonte de calor no oceano.

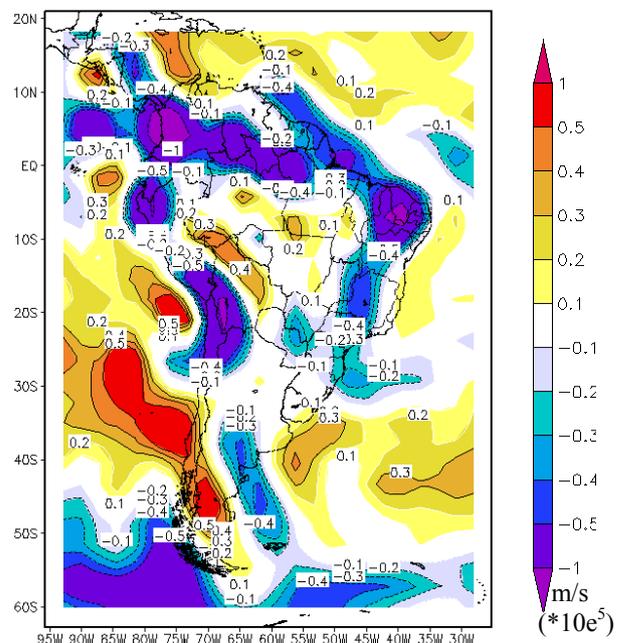
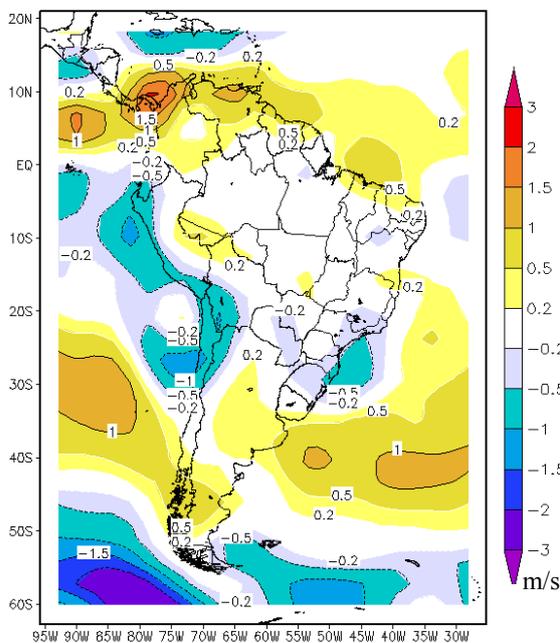


Figura 4.1.1.16. Vorticidade relativa (m/s) simulada em 1000 hPa no caso controle. Figura 4.1.1.17. Divergência horizontal ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) simulada em 1000 hPa no caso controle.

No caso controle a região de latitudes superiores a 50°S é uma região de baixas pressões em superfície, como pode ser observado na figura 4.1.1.18, e de movimentos ascendentes profundos que vão de 1000 até 200 hPa (figuras 4.1.1.19 a 4.1.1.24). Essa região é uma região onde geralmente transitam os sistemas de baixa pressão associados aos sistemas frontais (Satyamurty e Mattos, 1989) que se deslocam para noroeste. Na análise

dessas figuras fica bastante evidente também a grande região de ar ascendente principalmente na região Sudeste em 500 hPa. Essa é a posição média no caso controle de ocorrência da ZCAS.

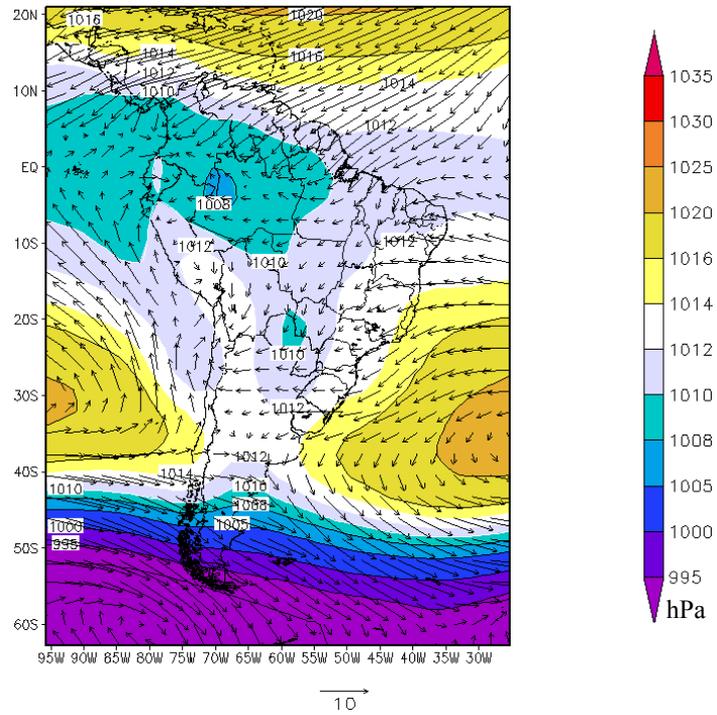


Figura 4.1.1.18. Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa no caso controle.

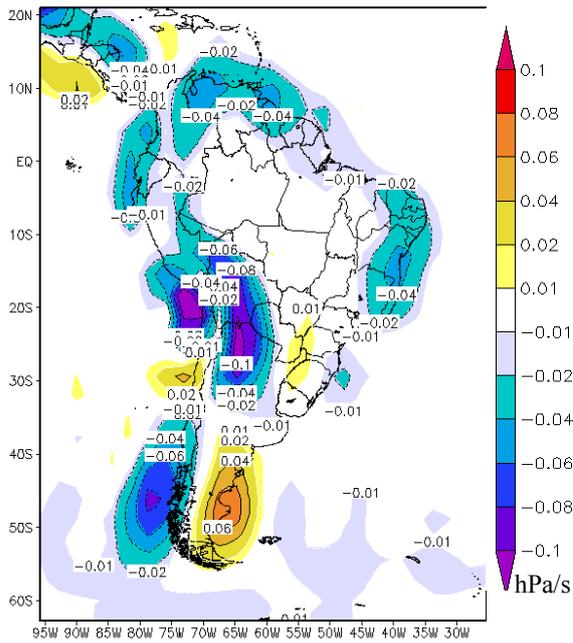


Figura 4.1.19. Omega (hPa/s) no nível 1000 hPa no caso controle.

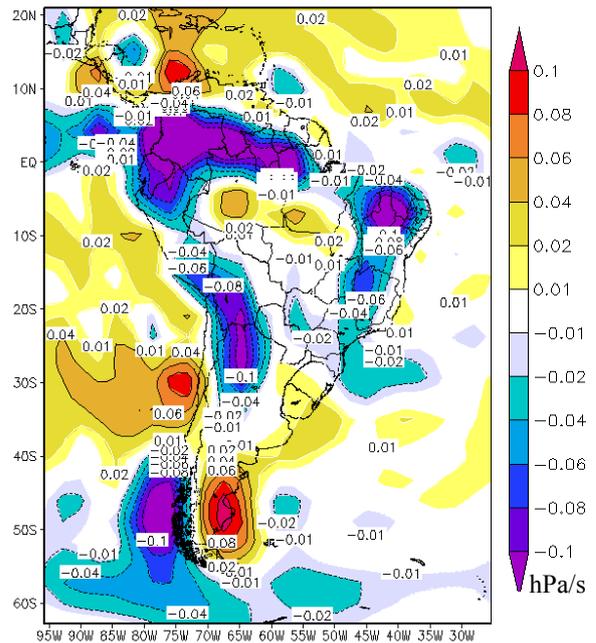


Figura 4.1.20. Omega (hPa/s) no nível 850 hPa no caso controle.

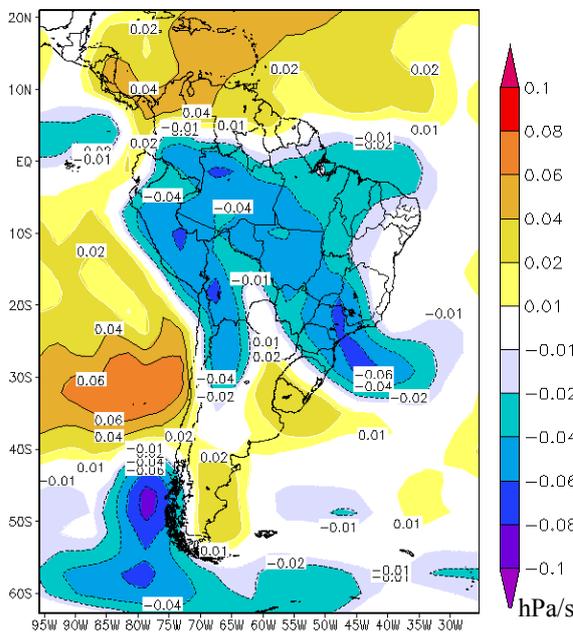


Figura 4.1.21. Omega (hPa/s) no nível 700 hPa no caso controle.

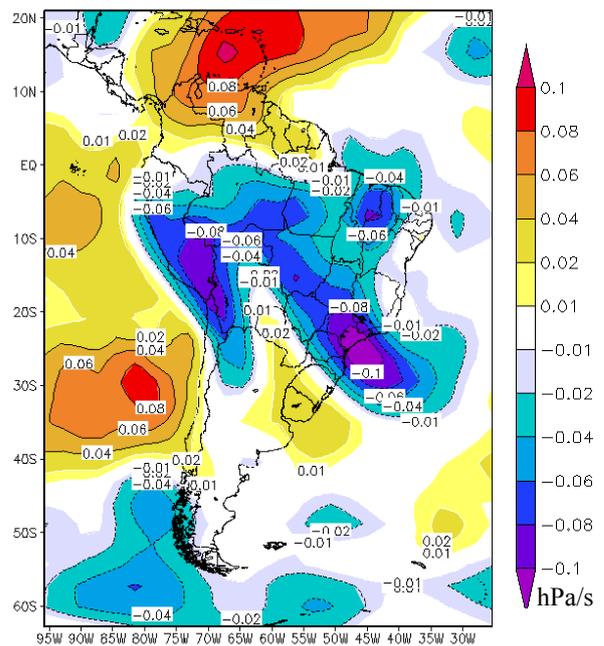


Figura 4.1.22. Omega (hPa/s) no nível 500 hPa no caso controle.

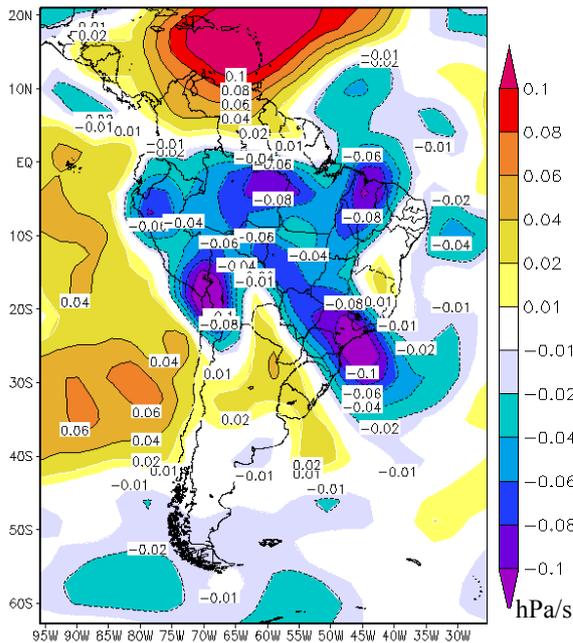


Figura 4.1.1.23. Omega (hPa/s) no nível 300 hPa no caso controle.

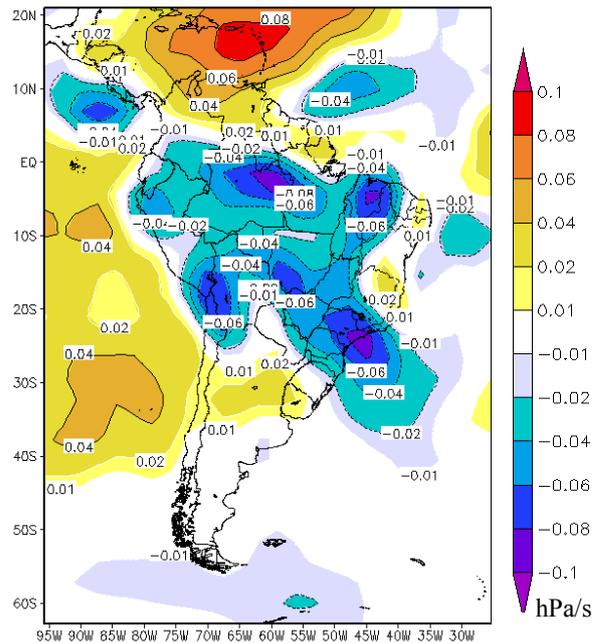


Figura 4.1.1.24. Omega (hPa/s) no nível 200 hPa no caso controle.

A introdução da fonte de calor induziu uma intensificação significativa de ventos de sul na borda oeste da região de movimentos ascendentes próximo a 50°W 50°S, observada nas anomalias da circulação atmosférica entre o experimento 1 e o caso controle em todos os níveis verticais das figuras 4.1.1.8 a 4.1.1.13. A intensificação na circulação desse ramo oeste dos sistemas de baixa pressão localizados nessa região, por conservação de momentum, acaba ajudando a intensificar toda a circulação ciclônica da região. Outro fato importante, notado principalmente nas diferenças entre o caso perturbado e o caso controle no vento em níveis acima de 500 hPa (figuras 4.1.1.11 a 4.1.1.13), é a anomalia de oeste observada na circulação atmosférica em direção a região de menor densidade induzida pela fonte de calor introduzida no oceano. Essa componente anômala de oeste acaba intensificando também a circulação na borda norte da região de ar ascendente, localizada em 50°W 50°S.

A intensificação desse sistema de baixa pressão pode ser observada nas anomalias de vorticidade verificadas após a introdução da fonte de calor. Essas anomalias são apresentadas nas figuras 4.1.1.25 a 4.1.1.30, onde são apresentadas as diferenças entre as simulações do caso perturbado e do caso controle.

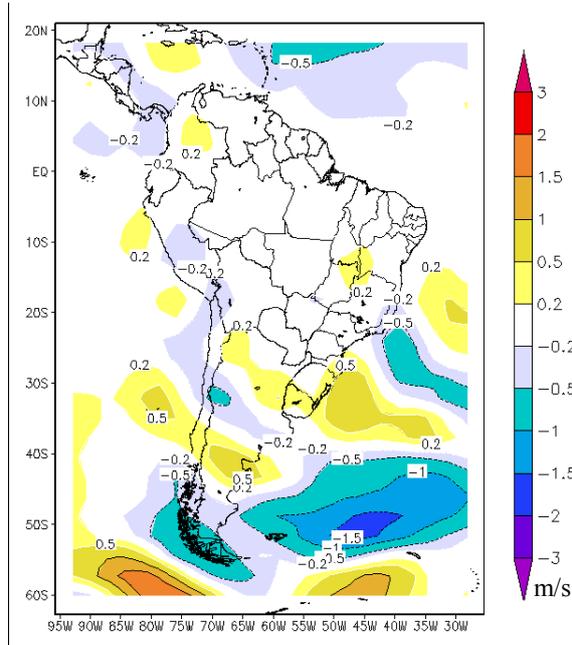


Figura 4.1.1.25 - Diferença da vorticidade relativa do vento em 1000 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

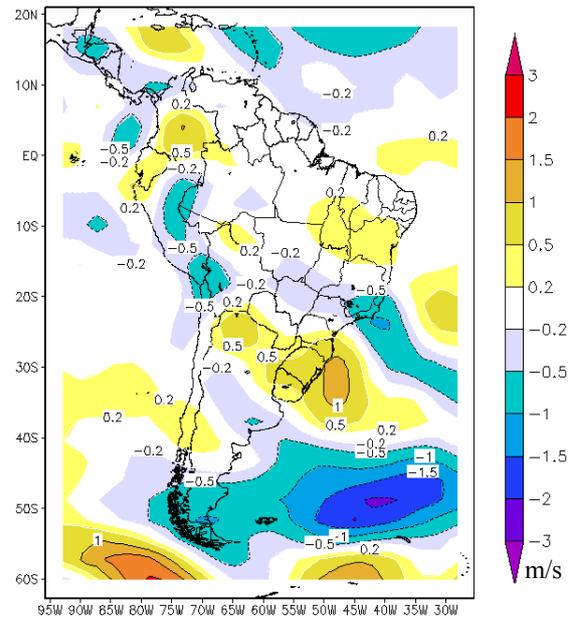


Figura 4.1.1.26 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 850 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

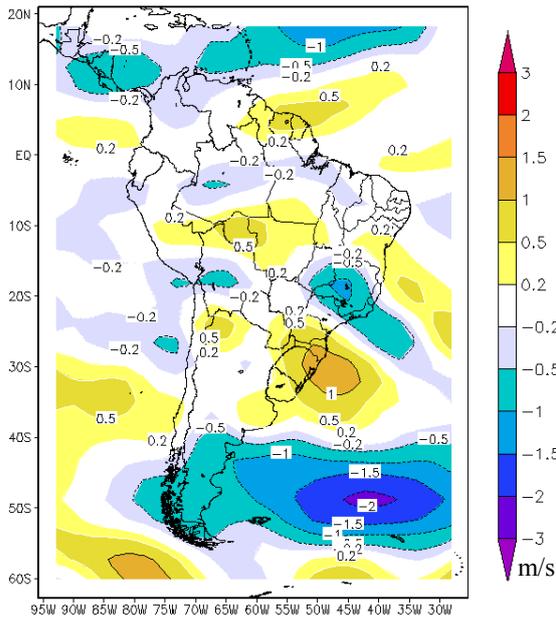


Figura 4.1.1.27 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 700 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

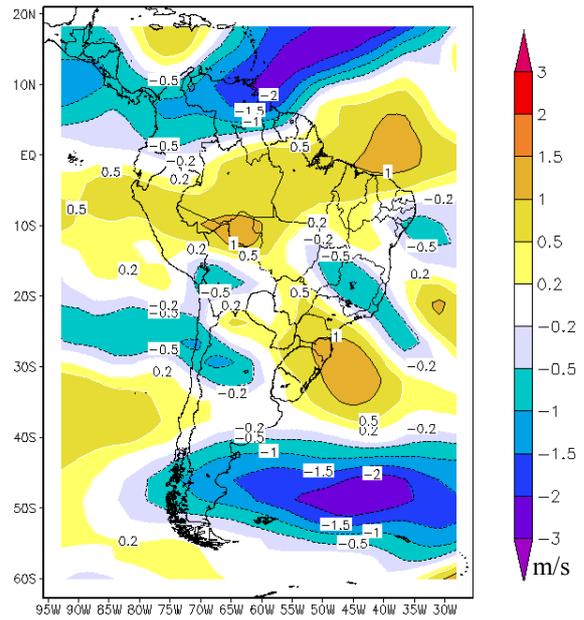


Figura 4.1.1.28 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 500 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

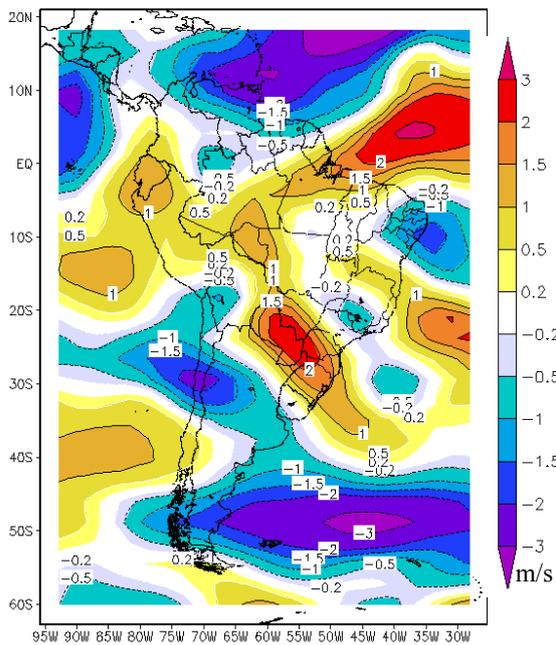


Figura 4.1.1.29 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 300 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

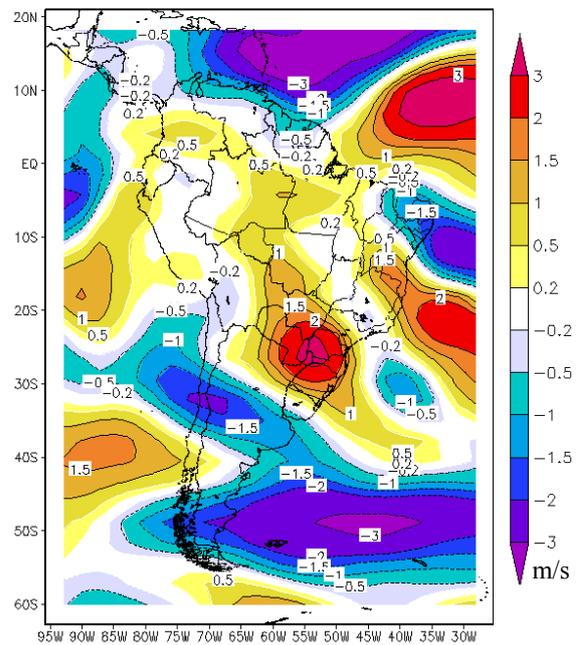


Figura 4.1.1.30 – Diferença da vorticidade relativa do vento em 200 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

O centro dessa anomalia ciclônica em 50°S se verifica entre 48°W e 45°W. A estrutura vertical ascendente induzida nessa região após a introdução da fonte de calor (diferença entre o caso perturbado e o caso controle) pode ser observada no corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N, apresentado nas figura 4.1.1.31.

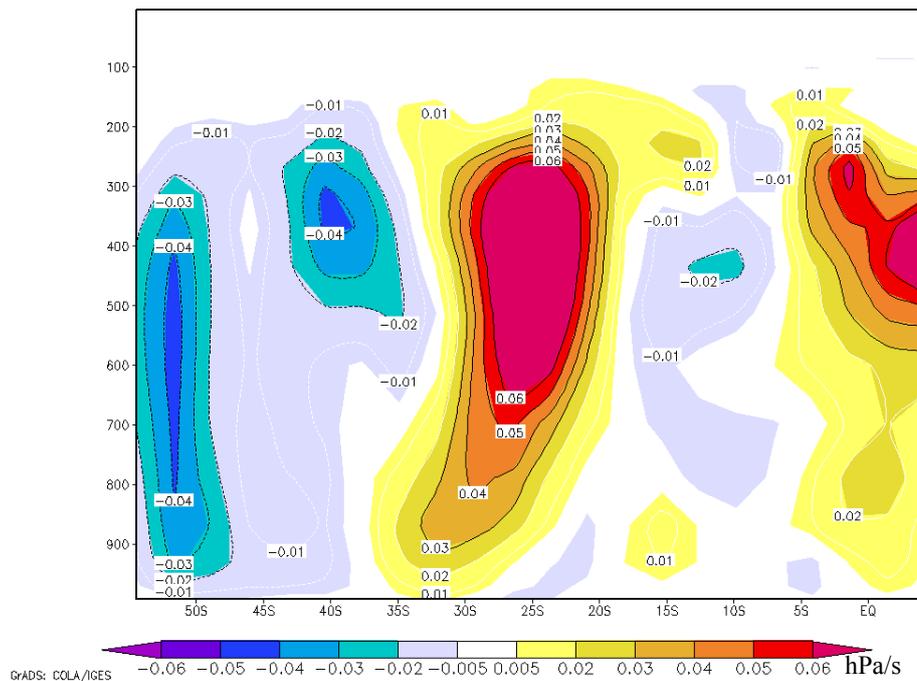


Figura 4.1.1.31. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de omega (hPa/s). Diferença entre o caso perturbado do experimento 1 e o caso controle.

Nesse corte podem ser observadas intensas anomalias negativas de omega em 50°S que se estendem desde a superfície até 200 hPa. Como consequência pode-se observar novamente anomalias de omega positivas, ou seja, subsidência de ar sobre 30-35°S. Essa anomalia de ar ascendente próximo de 50°S caracteriza a maior ocorrência durante esse mês de sistemas de baixa pressão bastante profundos se deslocando ou permanecendo semi-estacionários sobre essa região. O surgimento ou a intensificação desse vórtice ciclônico nessa região pode estar associada à instabilidade induzida nessa região pela da liberação de calor latente (Rao e Bonatti, 1987), provocada pela introdução das anomalias de TSM.

O resultado dessa anomalia pode ser observado nesse mesmo corte meridional feito somente nas simulações perturbadas (sem a subtração do clima representado pelo caso

controle). Na figura 4.1.1.25, onde é apresentado esse corte, agora para 48 °W, observa-se uma região de intensos movimentos ascendentes sobre 50°S e entre 15-20°S, e uma região de movimentos descendentes também bastante pronunciada sobre 35°S, bastante semelhante ao observado no corte em 54°W, mostrando que esse padrão abrangeu uma área relativamente extensa.

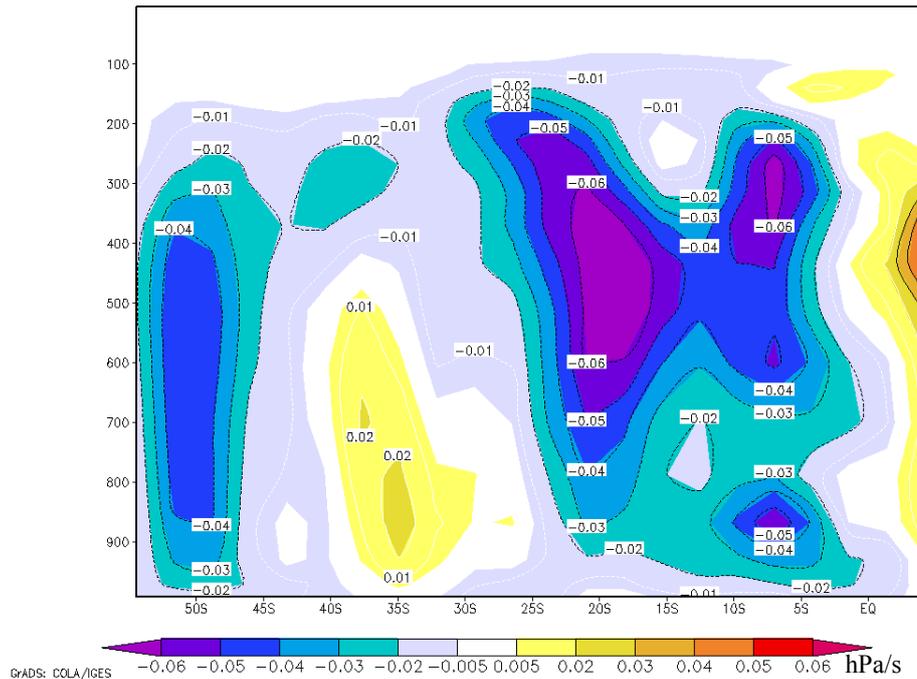


Figura 4.1.1.32. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de omega (hPa/s). Experimento 1.

Um dos fatores importante para a ocorrência desse tipo de circulação tão profunda é a formação de uma célula ascendente mais fria em seu centro do que nas regiões adjacentes a ele, devido à liberação de calor latente na sua periferia, configurando uma baixa fria (Gan, 1982). Esse tipo de configuração pode ser observado na figura 4.1.1.33, onde é apresentado corte vertical meridional da temperatura e vento feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N. Nessa figura, é apresentada a diferença entre o caso perturbado e o caso controle, onde se observa também como as anomalias de temperatura positivas verificadas na atmosfera, após a introdução da fonte de calor em 40°S, não atingiram camadas muito profundas da atmosfera, ficando restritas até o nível de 900 hPa. Esse fato se deveu a intensa advecção de

temperatura nessa região verificada em todo o perfil vertical da atmosfera, que pôde ser observado nas figuras 4.1.1.8 – 4.1.1.13, e que distribuiu rapidamente o calor acumulado.

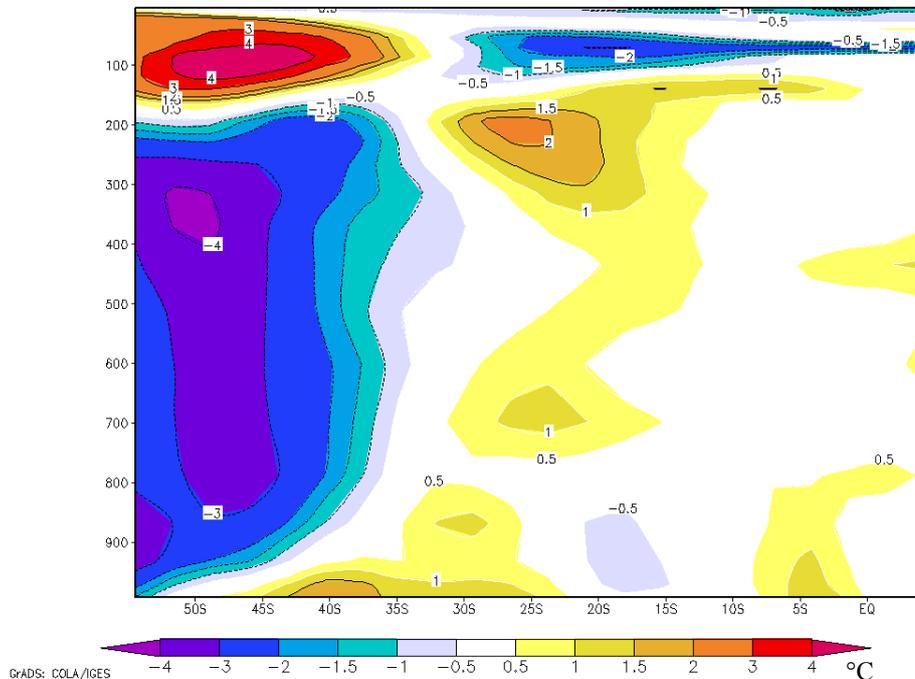


Figura 4.1.1.33. Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de Temperatura (°C). Diferença entre o caso perturbado do experimento 1 e o caso controle.

A introdução desse movimento ondulatório na circulação vertical da atmosfera intensifica a divergência na região de subsidência (48°W 30-35°S) da superfície até o nível de 500 hPa (figura 4.1.1.34 - 4.1.1.37). Outro ponto importante é a verificação de uma intensificação na divergência em níveis acima de 500 hPa próximo a 65°W 20°S, como pode ser observado nas figuras 4.1.1.38 e 4.1.1.39, que é a região onde climatologicamente se verifica a atuação da alta da Bolívia no mês de fevereiro. Esse sistema tem um papel importante, por exemplo, na configuração e na posição da ZCAS (Figuroa et al., 1995). Como resposta a essa intensificação na divergência sobre essa região, observa-se, por conservação de vorticidade absoluta (Kousky e Gan 1981), um aumento na circulação ciclônica em níveis mais altos da atmosfera no oceano próximo ao litoral do leste do Nordeste, que é uma região onde são freqüentes os VCAN durante o mês de fevereiro,

sistema também importante na configuração da ZCAS. Observa-se então nessas figuras em níveis superiores a 500 hPa uma intensificação da vorticidade negativa próximo ao litoral da região Nordeste e da vorticidade positiva na região delimitada entre 65-45°W 20-35°S, indicando que há um favorecimento, após a inclusão das anomalias de TSM na região da CBM, dos movimentos ciclônicos em altos níveis inerentes aos VCAN e anticiclônicos referentes à alta da Bolívia.

É notável também na análise das figuras de divergência a grande região de convergência em 1000 hPa (figura 4.1.1.34) formada sobre o Atlântico Sul (50-35°W) nas latitudes inferiores a 45°S, referente a grande região de ar ascendente formada após a introdução das anomalias de TSM.

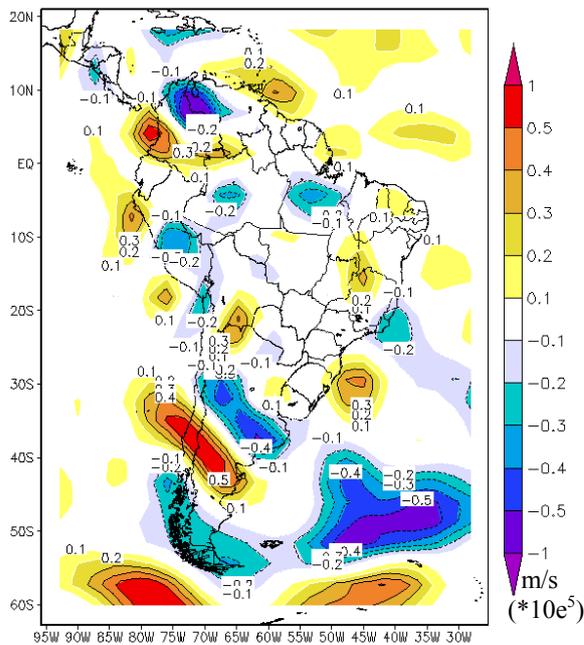


Figura 4.1.1.34 - Diferença da divergência horizontal do vento em 1000 hPa ( $\times 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

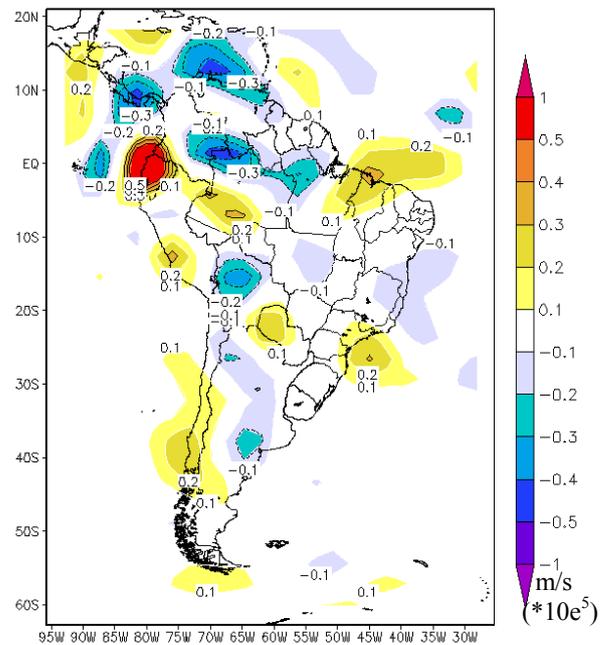


Figura 4.1.1.35 - Diferença da divergência horizontal do vento em 850 hPa ( $\times 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

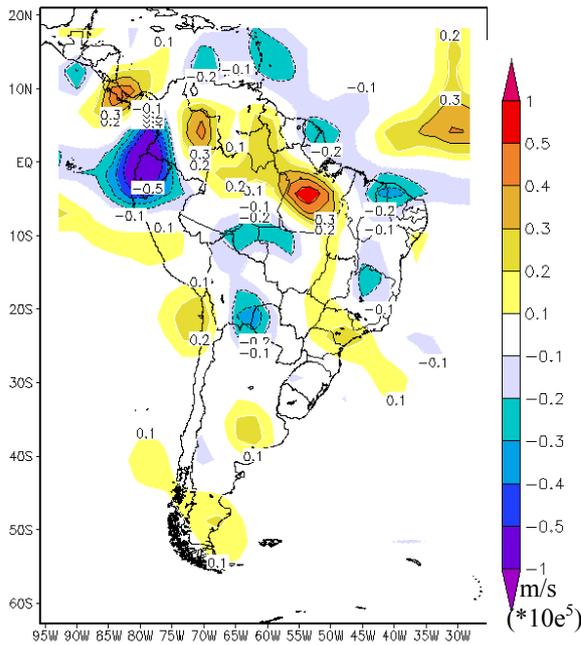


Figura 4.1.1.36 – Diferença da divergência horizontal do vento em 700 hPa ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

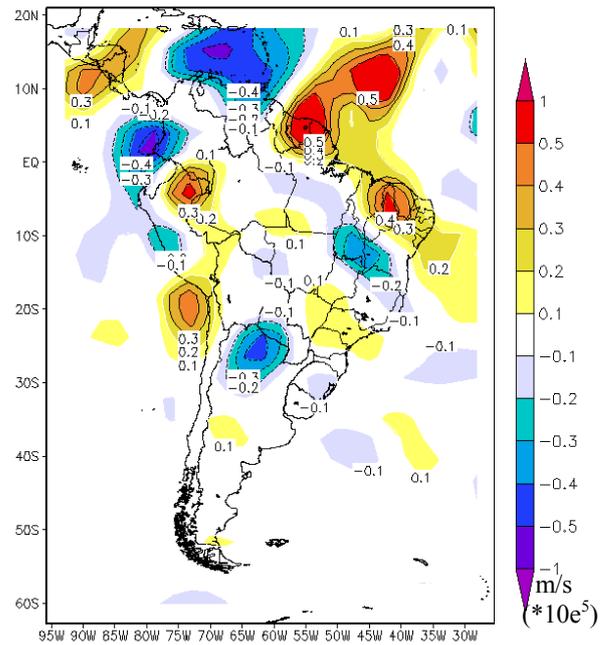


Figura 4.1.1.37 – Diferença da divergência horizontal do vento em 500 hPa ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

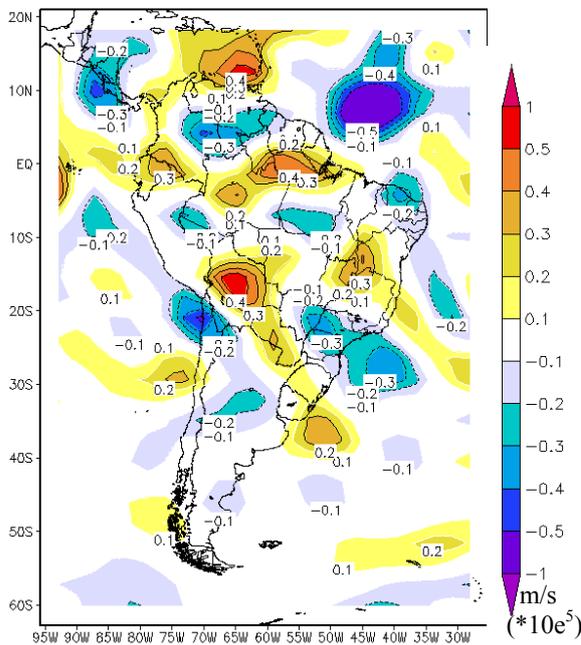


Figura 4.1.1.38 – Diferença da divergência horizontal do vento em 300 hPa ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

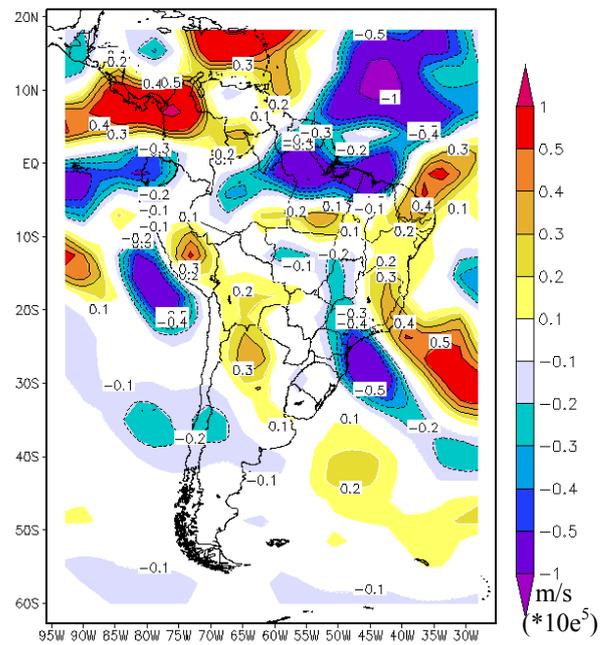


Figura 4.1.1.39 – Diferença da divergência horizontal do vento em 200 hPa ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle.

A intensificação desses dois sistemas em altos níveis e a sua aproximação com o continente, que pode ser observada analisando as figuras 4.1.1.40 e 4.1.1.41, podem estar associados à atuação mais intensa da ZCAS durante esse mês de fevereiro. Nessas figuras, observam-se os campos de vento em 200 hPa no caso controle e no caso perturbado do experimento 1, respectivamente. Observa-se na figura 4.1.1.41 que o centro da Alta da Bolívia encontra-se dentro do continente, em 62 W, enquanto que na figura 4.1.1.40 esse sistema está mais próximo do oceano Pacífico, com centro em 72W. Já o VCAN próximo ao litoral da região NE encontra-se fechado na figura 4.1.1.41, e aparece apenas como um cavado no caso controle (figura 4.1.1.40). Outro fato importante referente às modificações observadas nos padrões da ZCAS, após a inclusão das anomalias de TSM na região da CBM, é a alteração do seu eixo principal para norte, como pode ser notado no cavado em 500hPa que aparece na figura 4.1.1.42 (diferença entre o caso perturbado e o caso controle). Nessa figura esse cavado se apresenta mais deslocado para norte do que o cavado observado no caso controle (figura 4.1.1.43).

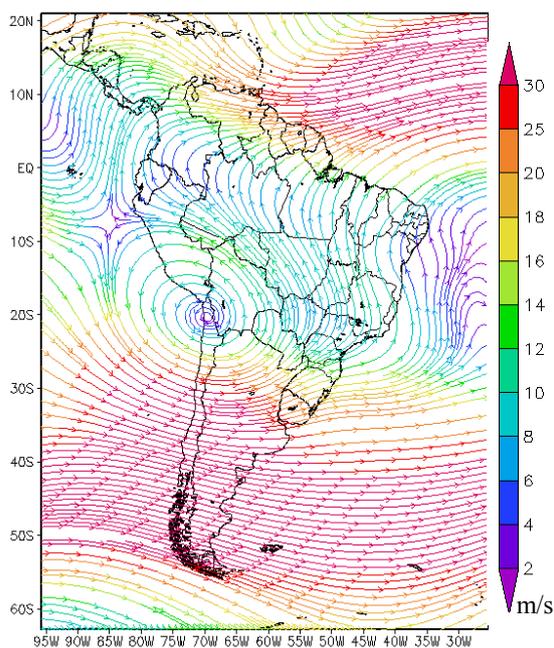


Figura 4.1.1.40. Vetor vento em 200 hPa (m/s) no caso controle.

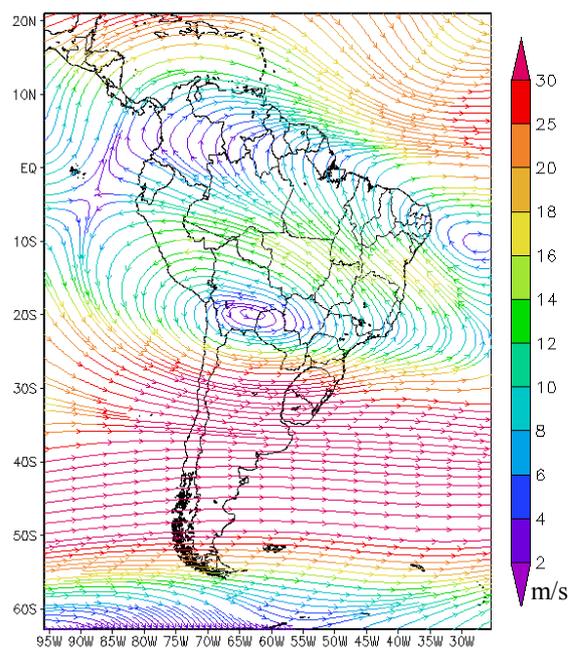


Figura 4.1.1.41. Vetor vento em 200 hPa (m/s) no experimento 1.

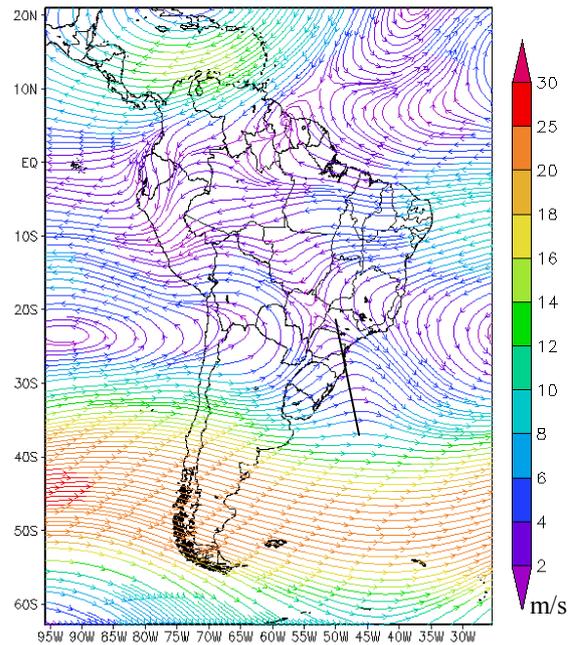
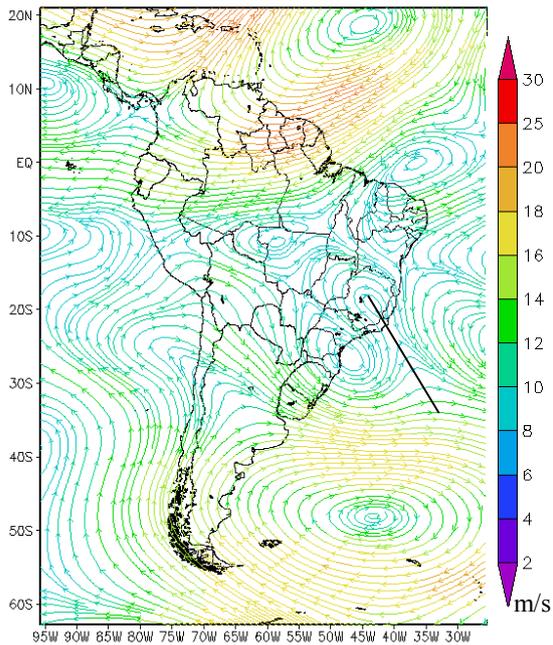


Figura 4.1.1.42. Diferença do vetor vento em 500 hPa (m/s) entre o experimento 1 e o caso controle. Figura 4.1.1.43. Vetor vento em 500 hPa (m/s) no caso controle.

Um esquema representando as principais modificações nos padrões de circulação atmosférica simulados numericamente, após a introdução das anomalias de TSM na região da CBM, pode ser observado na figura 4.1.1.44. Essa figura apresenta uma síntese do que foi observado nas simulações numéricas nos que diz respeito às modificações nos padrões da circulação vertical atmosférica e nos sistemas que dão suporte a Alta da Bolívia, aos VCAN e a ZCAS.

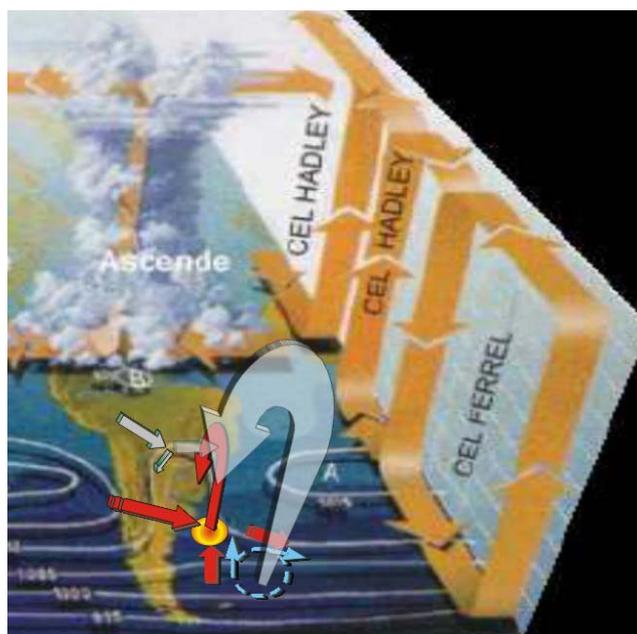


Figura 4.1.1.44. Esquema com o resumo das alterações nos padrões de circulação atmosférica observados na simulação numérica após a introdução das anomalias de TSM no Atlântico Sul.

Além das alterações nos padrões da Alta da Bolívia, dos VCAN e da ZCAS, alguns outros padrões da circulação atmosférica observados, também após a introdução das anomalias da TSM do Atlântico Sul, foram importantes para as alterações percebidas nos campos de precipitação durante o mês de fevereiro, tanto nos campos observados em fevereiro de 2005, quanto no caso simulado numericamente.

As anomalias de oeste-noroeste verificadas na corrente de jato em 200 hPa observadas na diferença entre o campo perturbado e o caso controle (figura 4.1.1.13), podem modificar a passagem das frentes frias pela região Sul do Brasil, impedindo a sua entrada ou forçando uma passagem mais rápida por essa região (Santos et al., 2004).

Analisando também as anomalias do vento em 500 hPa induzidas após a introdução das anomalias de TSM, figura 4.1.1.11, pode-se observar também, além dos padrões citados anteriormente, uma anomalia anticiclônica bastante pronunciada próximo ao litoral do estado do Paraná, se estendendo pela maior parte desse estado e pelo sul do estado de São Paulo. Esse tipo de configuração geralmente está associado com situações de bloqueios às massas de ar frio oriundas das regiões polares ou latitudes mais altas (Sinclair, 1996). Nesta

situação, os sistemas transientes de oeste, como cavados e anticiclones, são desviados de suas trajetórias, ou seja, as baixas migratórias ao se aproximarem de uma alta de bloqueio ficam estacionárias ou deslocam-se na sua periferia.

Nas anomalias da circulação em 850 hPa (figura 4.1.1.9) do experimento 1 também se pode perceber alguns padrões marcantes observados no mês de fevereiro de 2005, como uma componente de vento anômala de sul no estado do Rio de Janeiro e no leste do estado de Minas Gerais e uma pequena anomalia de noroeste na região central do país em direção aos estados de Minas Gerais e Bahia, indicando a possibilidade de um maior transporte de umidade para essas regiões. Esses fatores também podem estar associados a uma maior atividade da ZCAS sobre essas regiões (Kodama, 1992). Outro ponto importante a ser destacado nas anomalias do vento simuladas em 850 hPa foi uma pequena anomalia de sudeste no escoamento sobre o Paraguai, indicando que nesse período o transporte de umidade das regiões tropicais para a região Sul do Brasil, decorrente da configuração dos JBN, ficou comprometido.

Os campos “escalares” e aqueles dependentes de modelos paramétricos responderam de maneira significativa às mudanças observadas na atmosfera perturbada do experimento 1 após a introdução das anomalias de TSM, como é o caso da umidade específica integrada entre os níveis de 1000 a 500 hPa (figura 4.1.1.45), do fluxo de radiação de onda longa (figura 4.1.1.46), da altura da CLA (figura 4.1.1.47) e, conseqüentemente, da precipitação total mensal (figura 4.1.1.48).

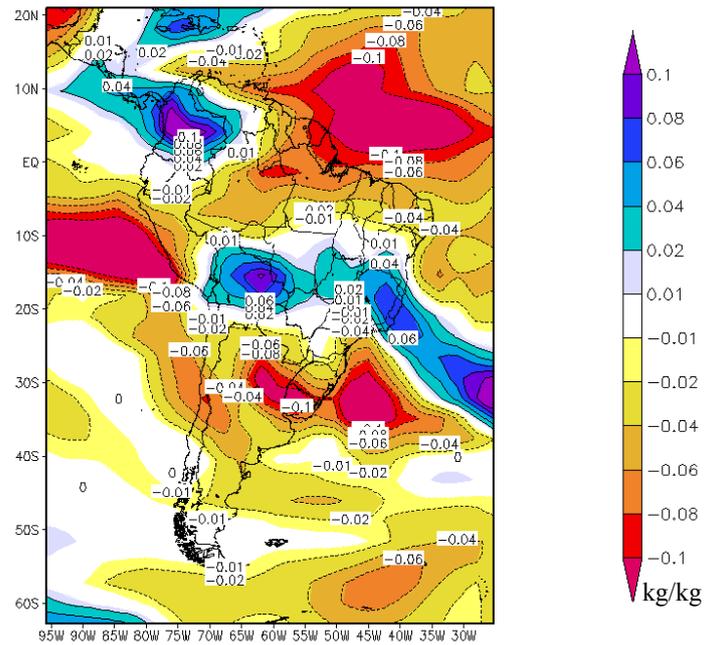


Figura 4.1.1.45. Anomalia da umidade específica (kg/kg) integrada entre os níveis de 1000 a 500 hPa modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.

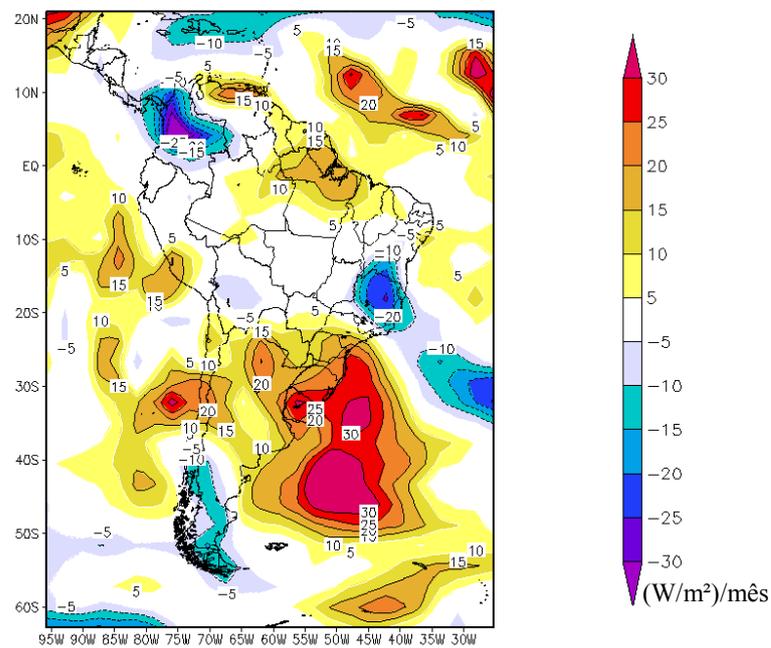


Figura 4.1.1.46. Anomalia do fluxo de radiação de onda longa ((W/m²)/mês ) modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.

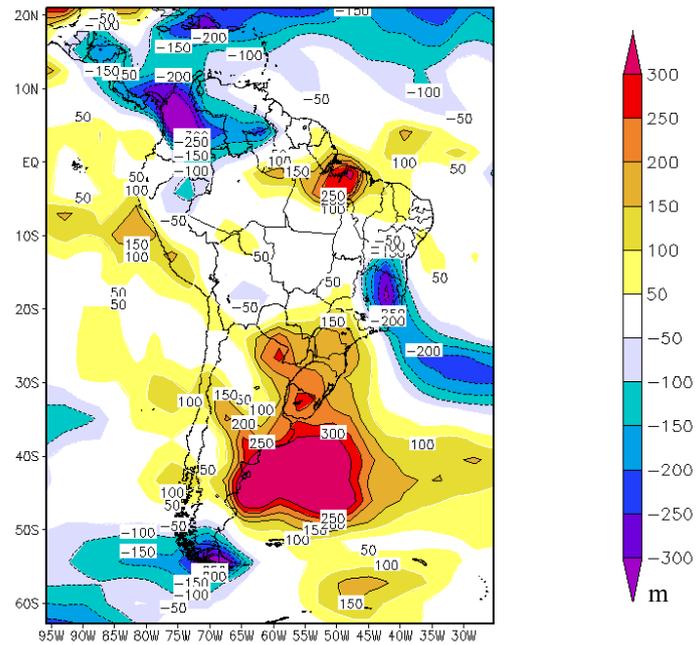


Figura 4.1.1.47. Anomalia na altura da CLA (m) modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.

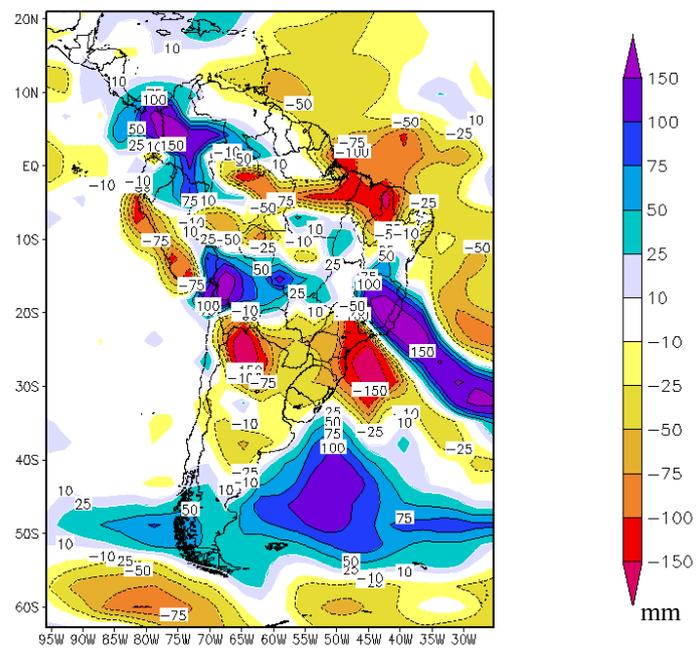


Figura 4.1.1.48. Anomalia da precipitação total mm modelada numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.

É possível observar anomalias negativas na umidade específica integrada de 1000 a 500 hPa da ordem de até -0,08 kg/kg em parte da região Sul do Brasil, e um aumento de até 0,06 kg/kg na umidade específica nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo (figura 4.1.1.45). Essa diminuição da umidade específica na região Sul do Brasil é reflexo da diminuição no transporte de umidade realizado pelos jatos de baixos níveis e pelas anomalias do vento em 200 hPa.

A propagação desses efeitos foi coerentemente simulada em outros campos dependentes de esquemas paramétricos como o aumento do fluxo de radiação de onda longa em até 25 (W/m<sup>2</sup>)/mês sobre essa região, decorrente da diminuição na cobertura de nuvens (figura 4.3.1.46). Da mesma maneira o aumento da umidade específica em parte do estado de Minas Gerais e Espírito Santo se reflete em uma diminuição no fluxo de radiação de onda longa dessa região em até 25 (W/m<sup>2</sup>)/mês, sendo que esse comportamento se estende também para o estado da Bahia.

A resposta da CLA ao aumento na emissão da radiação de onda longa na região Sul do Brasil e a diminuição da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar também é coerentemente reproduzida nos resultados numéricos, verificando-se um aumento da CLA da ordem de 200m nessa região, que de acordo com a climatologia do modelo, representa para esse mês um aumento de cerca de 30 % na altura da CLA (figura 4.1.1.47). Nos estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Bahia o comportamento inverso também está coerentemente representado nas simulações, verificando-se uma diminuição de até 300 m na altura da CLA dessa região, que correspondente, de acordo com a climatologia do modelo, a uma diminuição de 35 % na altura da CLA, decorrente principalmente da diminuição no fluxo de radiação de onda longa.

Por fim, a associação de todas essas anomalias nos padrões dinâmicos e físicos da atmosfera se reflete em anomalias significativas na precipitação total dessas regiões (figura 4.1.1.48), com anomalias negativas na precipitação de até 100 mm na região Sul do Brasil e positivas da ordem de mais de 100 mm nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, e da ordem de 50 mm no sul do estado da Bahia.

É importante perceber que esses resultados sugerem que, em casos de intensas anomalias na TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical, o regime de precipitação, e conseqüentemente o regime hidrológico, de grande parte do centro-leste do país pode estar

sendo influenciado direta ou indiretamente por esse padrão. Na figura 4.1.1.49 (a) e 4.1.1.49 (b) é apresentada, em nível de ilustração, (a) as anomalias de precipitação verificadas no mês de fevereiro de 2005 e (b) as anomalias de precipitação total calculadas no modelo com a inclusão da anomalia da TSM do Oceano Atlântico Sul no experimento 1, ambas em mm. Vale ressaltar que esse é um resultado proveniente de um estudo e que a coerência observada entre os padrões de precipitação deve ser reavaliada em outras simulações e situações.

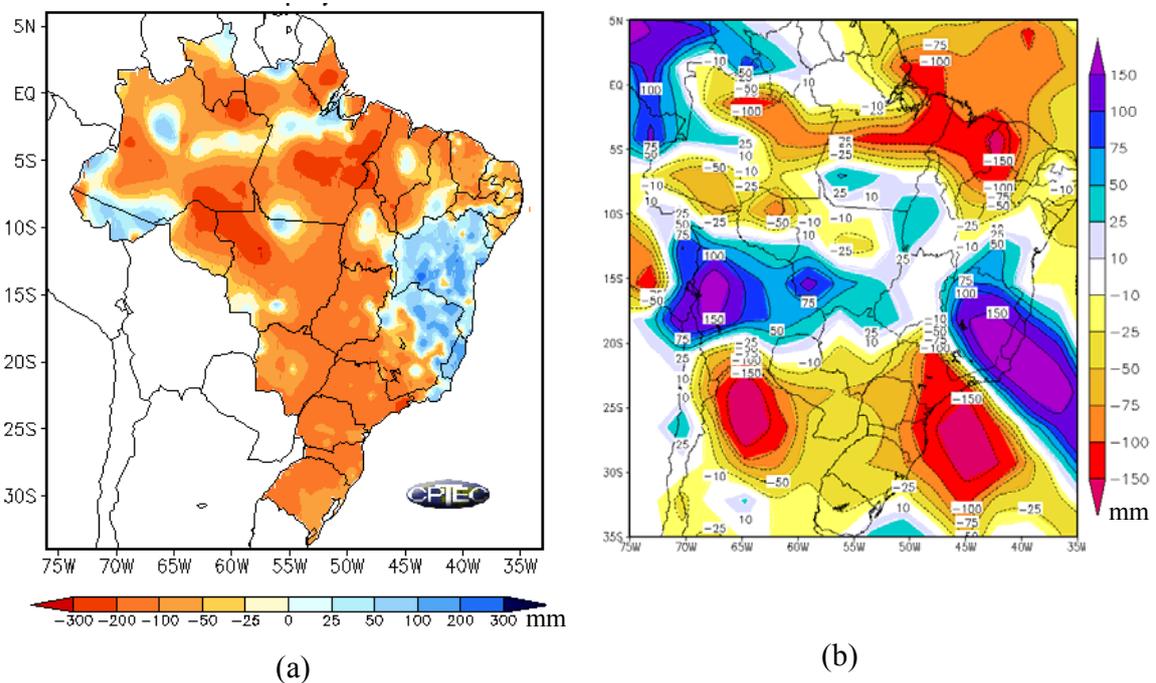


Figura 4.1.1.49. (a) Anomalias de precipitação em mm verificadas no mês de fevereiro de 2005; e (b) anomalias na precipitação total mm modeladas numericamente no mês de fevereiro do ano (1) no experimento 1.

#### 4.1.2 Experimentos 2 e 4 – El Niño 1982-83 e Atlântico Sul

Nessa seção são apresentadas as motivações para se estudar o evento El Niño de 1982-83 e o período, dentro desse evento, onde também ocorreram anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, além dos resultados obtidos com as simulações do CAM 2.02 para esses episódios.

O El Niño de 1982-83 é considerado pela literatura especializada como o evento ENOS que causou mais impactos no Brasil, mesmo não sendo considerado por alguns indicadores como sendo o mais intenso. Esse evento ocasionou um grande número de perdas de vidas humanas, principalmente nas regiões Sul, Sudeste e Nordeste, e econômicas, sendo que as perdas econômicas se deram principalmente nos setores agrícola e civil e em quase todo o Brasil (fonte: Relatório nº 4 – Comissão “El Niño” do Senado Federal do Brasil<sup>8</sup>).

Dentre os vários impactos do El Niño 1982-83 no Brasil, o que motivou esse estudo foi o fato de no verão de 1983 ter se verificado a maior cheia<sup>9</sup> da bacia do rio Paraná (em um histórico de 1931 a 2007) (Fonte:ONS). A bacia do rio Paraná (ilustrada na figura 4.1.2.1 em vermelho) abrange, além da sua cascata principal, as bacias dos rios Paranapanema, Tietê, Grande e Paranaíba. São utilizadas nesse estudo as vazões naturais observadas na UHE Jupiá (triângulo amarelo na figura 4.1.2.1) para exemplificar as cheias ocorridas nessa bacia. Essa escolha foi baseada no fato da UHE Jupiá ser um ponto de controle para a operação hidráulica da bacia do rio Paraná, ou seja, existe uma restrição estabelecida pela Agência Nacional de Águas (ANA) para a vazão defluente dessa UHE. Caso essa restrição seja rompida, existe a perspectiva de início de inundações de cidades localizadas a jusante desse aproveitamento hidrelétrico. Maiores detalhes sobre a operação hidráulica das bacias do SIN realizado pelo ONS podem ser encontrados nos documentos “Plano anual de prevenção de cheias - Ciclo 2006/2007” e “Diretrizes para as regras de

---

<sup>8</sup> <http://www.senado.gov.br/web/relatorios/elniño/fenomeno.htm>

<sup>9</sup> Cheia, para fins de aplicação das regras para operação de controle de cheias, é um evento caracterizado pela ocorrência ou previsão de ocorrência de vazão natural (ou nível) superior à restrição hidráulica de vazão máxima (ou de nível máximo) estabelecida, em local de restrição situado a jusante de um sistema de reservatórios. O local sujeito à restrição hidráulica de vazão máxima (ou de nível máximo) é denominado ponto de controle. Fonte: ONS.

operação de controle de cheias – Bacia do rio Paraná até Porto São José (Ciclo 2006-2007)” disponíveis em: [http://www.ons.org.br/operacao/relatorio\\_anual\\_cheias.aspx](http://www.ons.org.br/operacao/relatorio_anual_cheias.aspx)

Para essa discussão, a bacia do rio Paranapanema ficará fora do tema principal, pelo fato da mesma desaguar a jusante da UHE Jupiá.

Um esquema de todos os reservatórios e rios da bacia do rio Paraná, incluindo a UHE Jupiá pode ser observado na figura 4.1.2.2. Cabe ressaltar que a vazão natural a UHE Jupiá é a soma de todas as vazões incrementais a ela, considerando-se os seus devidos tempos de viagem. Portanto, a precipitação que cai em toda a área da figura 4.1.2.2, aproximadamente 480.000 km<sup>2</sup> até a UHE Jupiá, é contabilizada na transformação chuva-vazão e, portanto, contribuir para a vazão natural à UHE Jupiá.

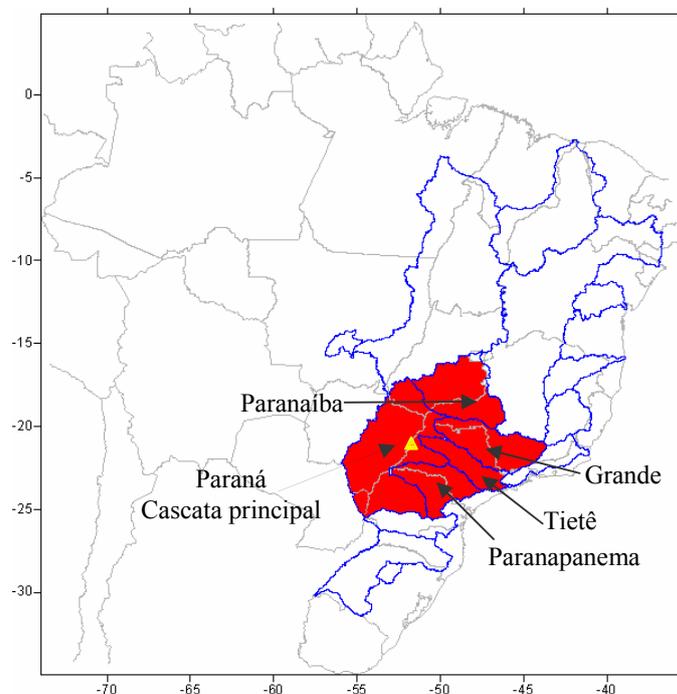


Figura 4.1.2.1. Ilustração de algumas bacias do SIN com destaque para a UHE Jupiá (triângulo vermelho). Fonte: ONS.

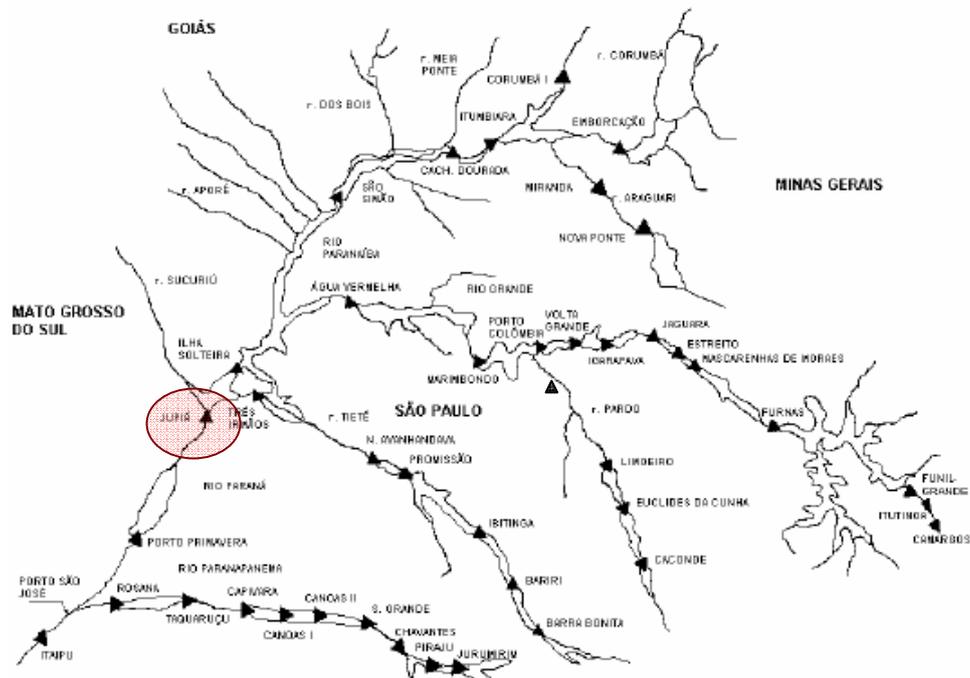


Figura 4.1.2.2. Localização dos aproveitamentos hidrelétricos da bacia do rio Paraná.  
Fonte: ONS.

Para se evitar a ocorrência de inundações nas regiões localizadas a jusante da UHE Jupia é necessário um planejamento prévio, vislumbrando as possibilidades de ocorrência de grandes cheias nessa área e um acompanhamento diário da evolução da precipitação e da vazão na região de interesse. Esse planejamento prévio envolve a alocação de volumes de espera<sup>10</sup> nos reservatórios de usinas a montante, o que pode por muitas vezes entrar em conflito com o planejamento energético, principalmente na bacia do rio Paraná, que, contando com as UHEs apresentadas na figura 4.1.2.2, é responsável por cerca de, em média, 50 % da geração anual do parque hidrelétrico brasileiro (Fonte: ONS). Maiores detalhes podem ser encontrados nos documentos do ONS já citados anteriormente.

Para se ter uma idéia melhor dos reservatórios da bacia do rio Paraná e de sua potência instalada para a geração de energia elétrica pode-se consultar a figura 4.1.2.3, que contém todas essas informações.

<sup>10</sup> Volume de espera corresponde a parcela do volume útil do reservatório destinada ao amortecimento de ondas de cheia, visando o atendimento às restrições de vazão de jusante.

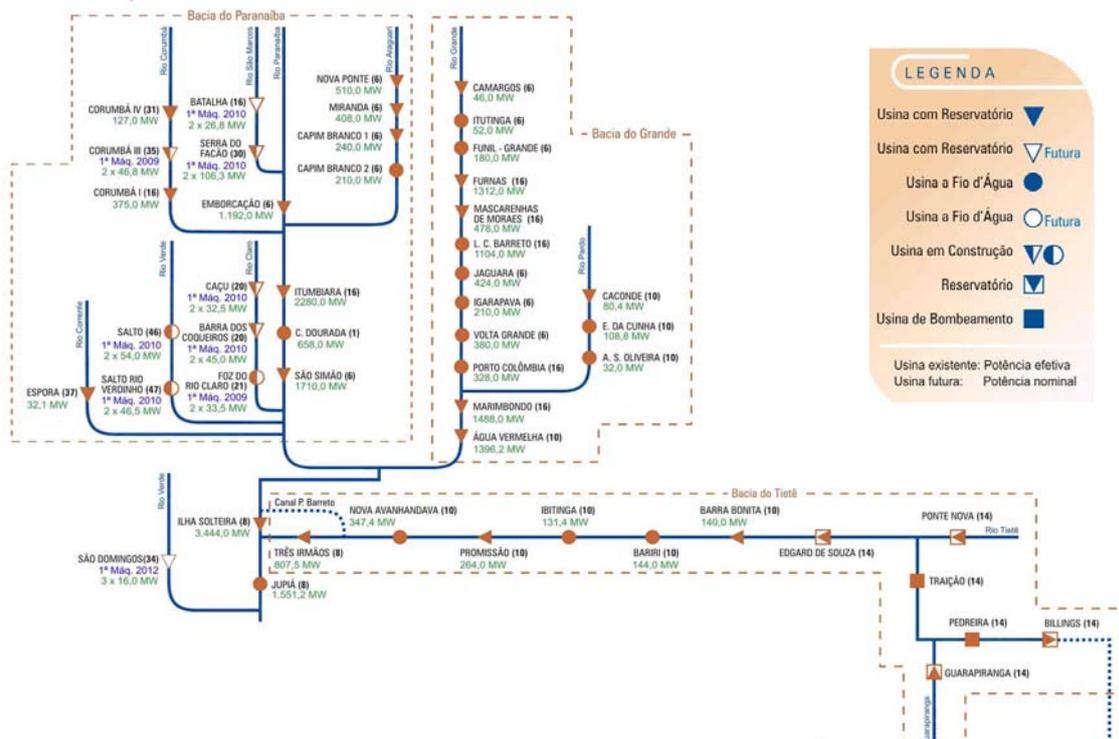


Figura 4.1.2.3. Diagrama esquemático dos reservatórios localizados na bacia do rio Paraná até a UHE Jupuí. Fonte: ONS.

Na tabela 4.1.2.1 estão as maiores vazões já observadas no período de verão de 1931 até 2007, e os correspondentes volumes excedentes, ou seja, aqueles que ultrapassam a restrição de vazão natural do ponto de controle da UHE Jupuí, que é de 16.000 m<sup>3</sup>/s.

Tabela 4.1.2.1. Maiores volumes e cheias já ocorridos na UHE Jupiá, localizada na bacia do rio Paraná. Os volumes são correspondentes às vazões excedentes à vazão de restrição de 16.000 m<sup>3</sup>/s. Fonte: ONS

<b>JUPIÁ</b>				
(período:1931/2007)				
Restrição: 16.000m <sup>3</sup> /s				
Ordem	ANO	Volume da cheia (km <sup>3</sup> )	Vazão Máxima (m <sup>3</sup> /s)	Número de dias acima de 16.000 m <sup>3</sup> /s
1	1983	35.91	30.500	85
2	2007	22.91	23.892	51
3	1931	13.23	25.318	54
4	1982	10.61	23.726	29
5	1995	8.72	23.511	20
6	1947	6.82	21.684	24
7	1985	6.30	24.469	16
8	1965	5.74	20.685	28
9	1997	5.73	21.405	31
10	1961	5.47	20.653	28
11	1992	5.41	20.667	23

Um mês bastante importante para o acúmulo das vazões observadas nesses eventos de cheias é o mês de janeiro, como pode ser observado na figura 4.1.2.4. Isso significa que a precipitação que ocorre no mês de janeiro é fundamental para a ocorrência de uma grande cheia no final do verão, ou até mesmo durante esse mesmo mês, como ocorreu em 1983 e em 2007. É importante destacar que nesses dois anos a vazão natural média mensal à UHE Jupiá no mês de janeiro ultrapassou os 16.000 m<sup>3</sup>/s, estando acima desse valor praticamente em todos os dias do mês, ficando a cargo da operação hidráulica dos reservatórios de montante, quando possível, conter essa onda de cheia através da utilização dos volumes de espera alocados.

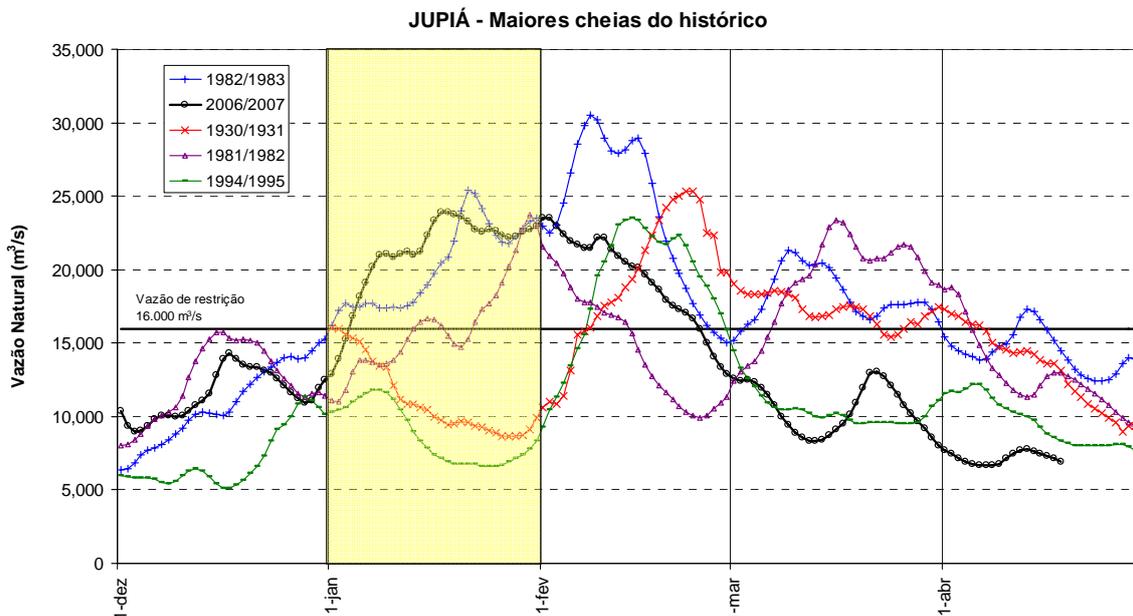


Figura 4.1.2.4. Evolução temporal das vazões naturais observadas na UHE Jupiá nas cinco maiores cheias ocorridas na bacia do rio Paraná. Fonte: ONS.

Na figura 4.1.2.5, é demonstrada a evolução temporal de todas as vazões naturais médias observadas no mês de janeiro na UHE Jupiá desde 1931 até 2007. Percebe-se que as quatro maiores vazões médias de janeiro foram observadas em 1982, 1983, 1997 e 2007. Em todos esses anos ocorreram eventos do tipo El Niño no Pacífico Equatorial, conforme descrito na tabela 4.1.2.2. No entanto, em outros anos onde também ocorreu esse tipo de evento, as vazões naturais médias mensais em janeiro não ultrapassaram os 16.000 m<sup>3</sup>/s. Na realidade, os impactos mais observados até hoje em relação à ocorrência de anomalias de precipitação em eventos El Niño são nas regiões Sul e Nordeste, como já descrito no capítulo 2. A expectativa de vazões altas na bacia do rio Paraná está associada a eventos extremos de precipitação acima da média na região Sudeste, o que não é uma característica comum em todos os eventos El Niño já ocorridos. Na figura 4.1.2.6, é apresentada a anomalia de precipitação observada no mês de janeiro de 1983, onde se observam intensas anomalias positivas de precipitação em todo o trecho da bacia do rio Paraná a montante da UHE Jupiá.

Vazões naturais médias no mês de janeiro na UHE Jupia

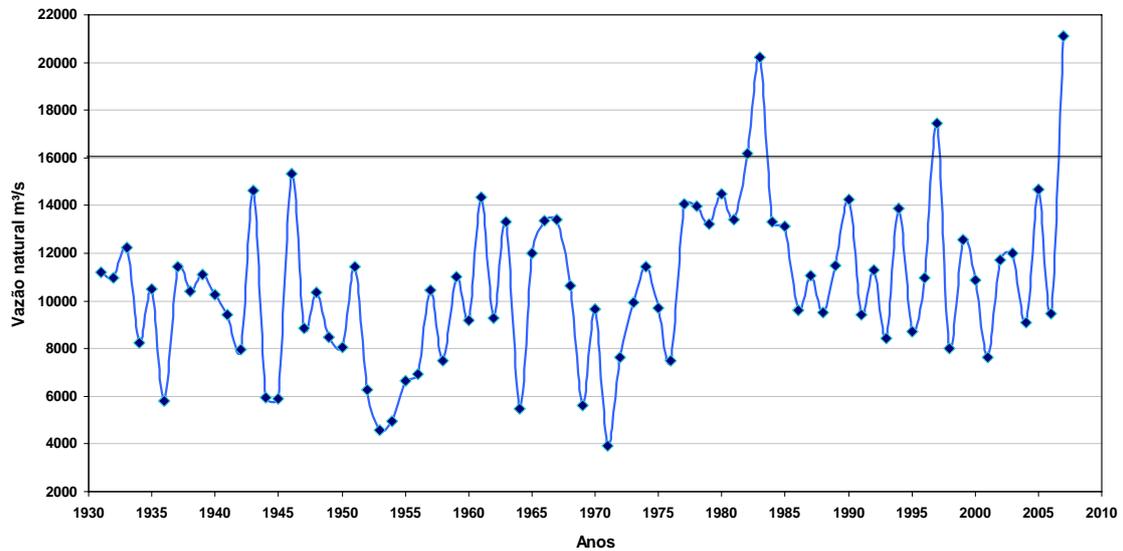


Figura 4.1.2.5. Evolução temporal das vazões naturais médias observadas no mês de janeiro ao longo do histórico de 1931-2007. Fonte: ONS.

Tabela 4.1.2.2. Tabela com a ocorrência e intensidade dos eventos do tipo El Niño até o ano de 1998. Nesta tabela não constam os eventos de 2002-2003 e 2006-2007, sendo que ambos foram classificados como fraco/moderado. Fonte: CPTEC/INPE.

:: Ocorrência de El Niño	
1877 - 1878	1888 - 1889
1896 - 1897	1899
1902 - 1903	1905 - 1906
1911 - 1912	1913 - 1914
1918 - 1919	1923
1925 - 1926	1932
1939 - 1941	1946 - 1947
1951	1953
1957 - 1959	1963
1965 - 1966	1968 - 1970
1972 - 1973	1976 - 1977
1977 - 1978	1979 - 1980
1982 - 1983	1986 - 1988
1990 - 1993	1994 - 1995
1997 - 1998	

Legenda: Forte Moderada Fraco

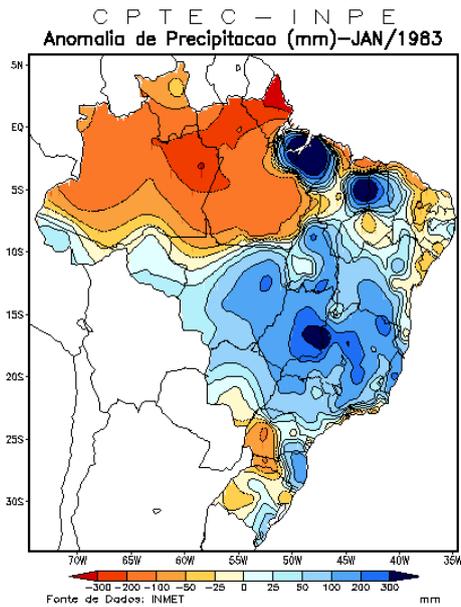


Figura 4.1.2.6. Anomalia de precipitação observada no mês de janeiro de 1983. Fonte: CPTEC/INPE.

Para poder entender essas anomalias de precipitação ocorridas no mês de janeiro de 1983, é necessário, então, conhecer-se o evento El Niño que ocorreu durante esse período, e avaliar se, através da modelagem numérica, podemos reproduzir os seus impactos na atmosfera.

A evolução temporal das anomalias da TSM verificadas durante o episódio do El Niño 1982-83 podem ser encontradas nas figuras 4.1.2.7 e 4.1.2.8. A evolução desse evento começou em abril/maio do ano (0), tendo o seu máximo em torno de dezembro desse mesmo ano e janeiro do ano (1). As anomalias na TSM começaram a decair de forma mais significativa por volta de agosto/setembro do ano (1) (Philander, 1990).

Sua evolução espacial se iniciou na costa peruana, com as temperaturas mais altas atingindo cerca de 3°C a 4°C acima da média, se desintensificando na direção oeste. Em latitude, as anomalias da TSM localizaram-se um pouco abaixo do Equador, com seu eixo de máximas temperaturas próximo de 4°S, abrangendo uma faixa de espessura em torno de 10 a 12° de latitude (Larkin e Harrison, 2002).

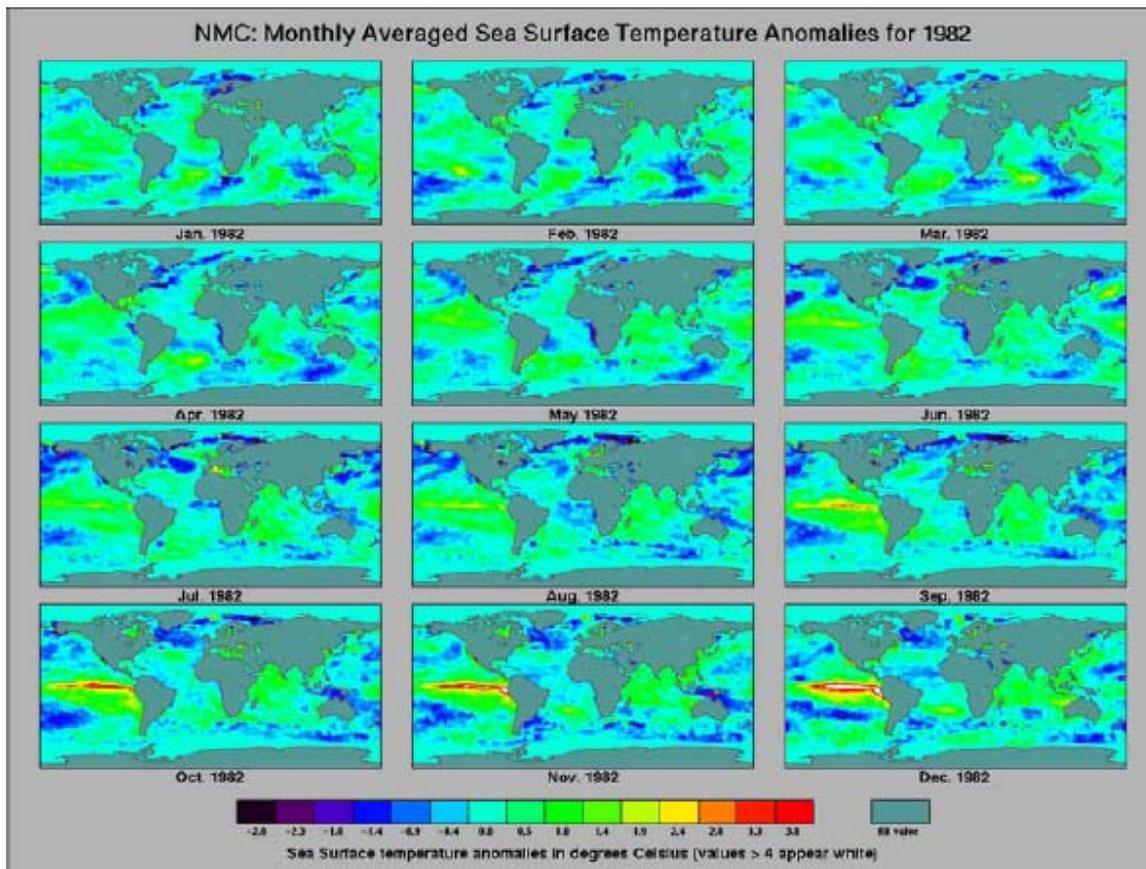


Figura 4.1.2.7. Evolução da anomalia de TSM no Pacífico Equatorial em 1982. Fonte: NASA/JPL

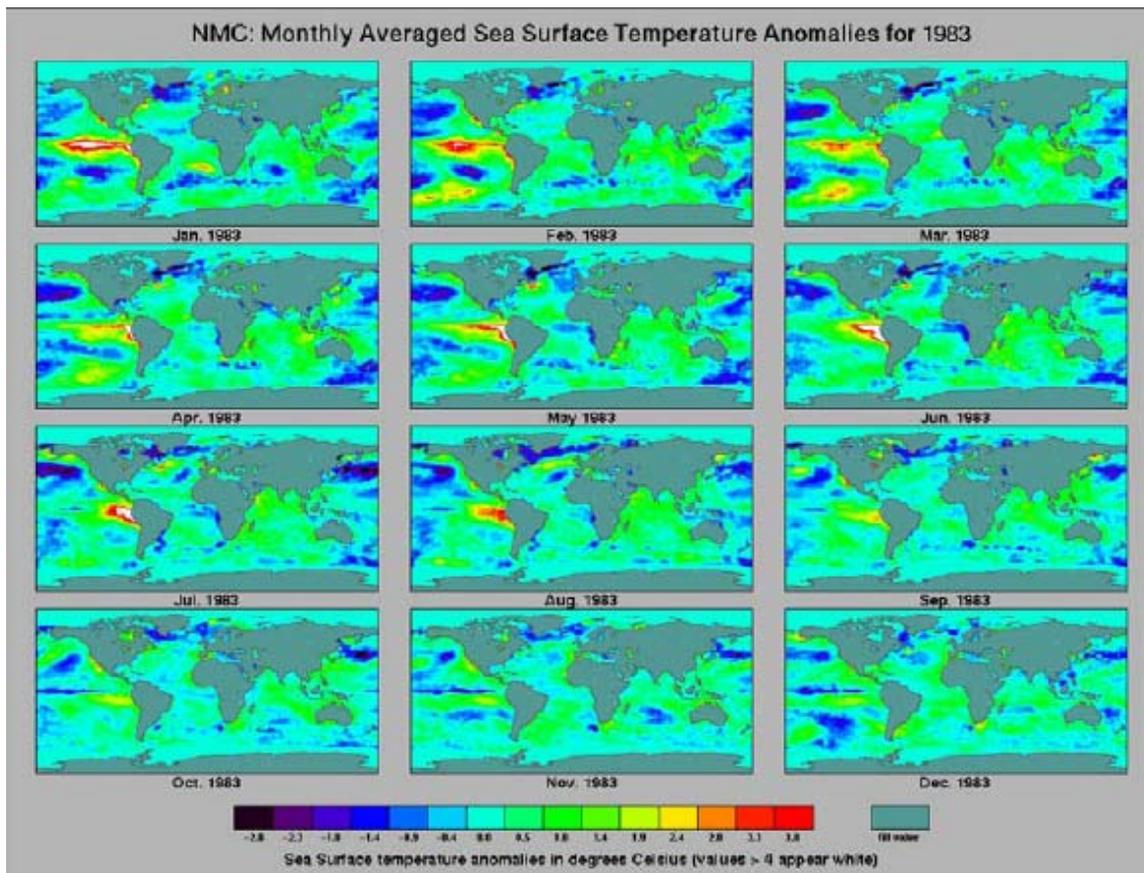


Figura 4.1.2.8. Evolução da anomalia de TSM no Pacífico Equatorial em 1983. Fonte: NASA/JPL

A reprodução desse evento, via modelagem computacional, foi feita com o modelo CAM 2.02, de acordo com a metodologia descrita na seção 3.2.2, cujas anomalias da temperatura na superfície são apresentadas na figura 4.1.2.9. Nessa figura observam-se as anomalias na TSM do Pacífico, geradas através das funções gaussianas no tempo e no espaço, entre os meses de maio do ano (0) e julho do ano (1), que foram os meses onde as funções gaussianas tinham peso suficiente para gerar anomalias na TSM superiores a 0,5 °C, assim como o ocorrido no El Niño 1982-83. Percebe-se nessa figura que nos meses de dezembro do ano (0) e janeiro do ano (1) é que as anomalias da temperatura da superfície possuem os seus valores mais altos, chegando até 5 °C. Assim como no caso perturbado do Atlântico Sul, discutido na seção anterior, a idéia nesse estudo é gerar anomalias na TSM um pouco mais intensas do que as que ocorreram, de modo que essas anomalias venham a ser uma força efetivamente percebida pelas equações governantes do MCGA.

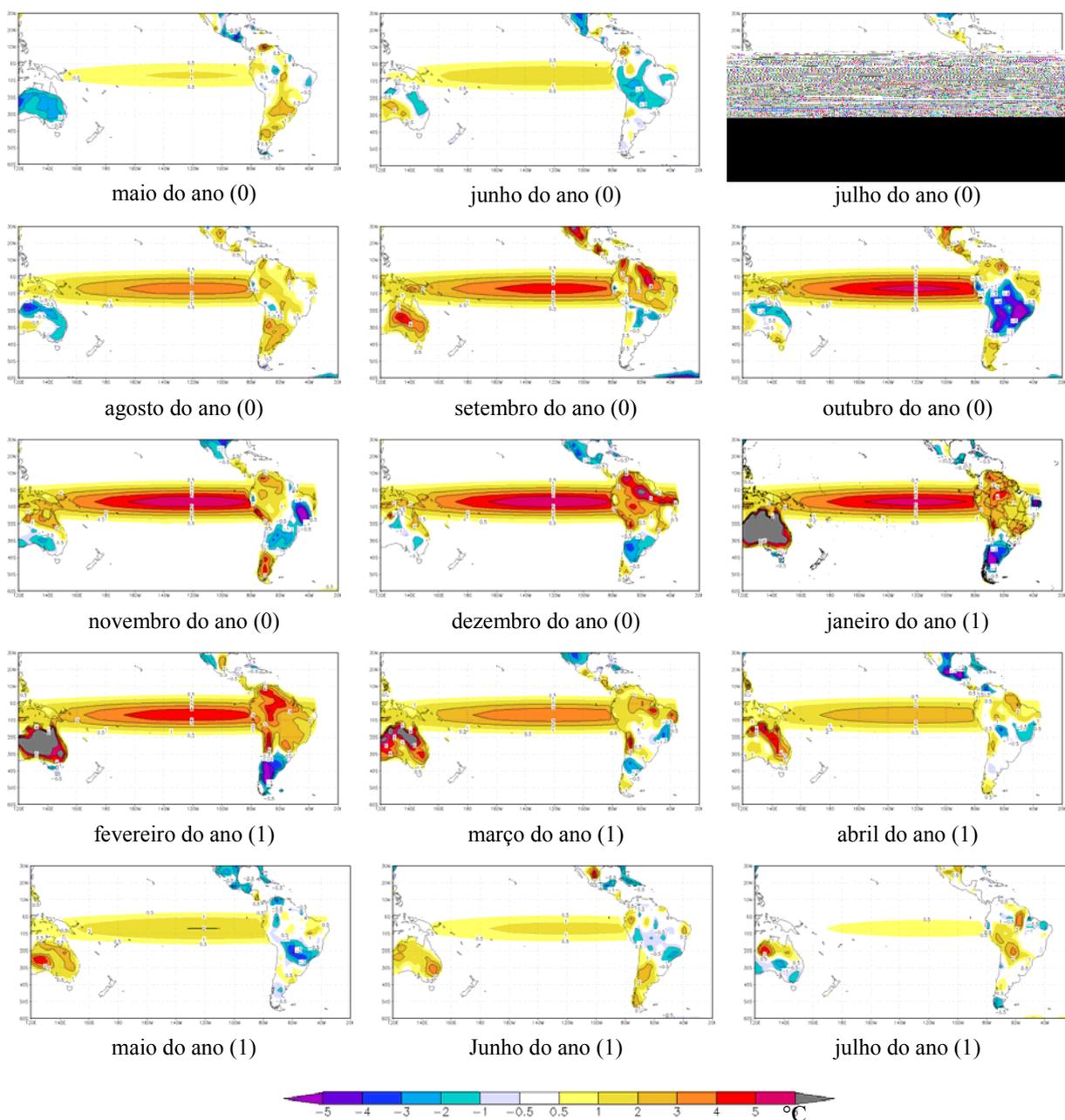


Figura 4.1.2.9. Evolução da anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).

Um índice importante para avaliar como essas anomalias na TSM foram assimiladas pela atmosfera é o Índice de Oscilação Sul - IOS, que, assim como comentado no capítulo 2

desse documento, representa a diferença na pressão reduzida ao nível mar entre dois pontos: Tahiti (17.5°S, 149.6°W) e Darwin (12.4°S, 130.9°E). Nos eventos El Niño esse índice tem valores negativos, indicando uma diminuição na pressão reduzida ao nível do mar no Tahiti e um aumento em Darwin, de acordo com a gangorra descrita por Walker.

Para o cálculo desse índice foi utilizada a mesma metodologia aplicada do Centro de Previsão do NCEP/NOAA<sup>11</sup>, cuja descrição mais detalhada pode ser encontrada em Ropelewski and Jones (1987). Nessa metodologia o IOS é obtido através da seguinte relação:

$$IOS = \frac{\left( \frac{P_{Tahiti} - \bar{P}_{Tahiti}}{\sigma_{P_{Tahiti}}} \right) - \left( \frac{P_{Darwin} - \bar{P}_{Darwin}}{\sigma_{P_{Darwin}}} \right)}{\sigma_{IOS}} \quad (4.1.2.1)$$

Onde,

$P_{Tahiti}$  e  $P_{Darwin}$  são, respectivamente, as pressões médias mensais medidas no Tahiti e em Darwin;

$\bar{P}_{Tahiti}$  e  $\bar{P}_{Darwin}$  são, respectivamente, as pressões médias mensais históricas medidas no Tahiti e em Darwin, tendo como base o período de 1951-1980;

$\sigma_{Tahiti}$  e  $\sigma_{Darwin}$  são, respectivamente, os desvios padrões das pressões médias mensais de Tahiti e em Darwin calculados desde janeiro de 1951 até o mês que se deseja obter o valor do IOS;

$\sigma_{IOS}$  é o desvio padrão do IOS calculado desde janeiro de 1951 até o mês que se deseja obter o valor do IOS.

Por esse IOS ser dividido pelo seu desvio padrão ele é conhecido como IOS “Standarizado”. Os valores desse índice observados no evento El Niño 1982-83 e calculados no experimento 2, durante os meses onde a TSM do Pacífico foi modificada numericamente, são apresentados na figura 4.1.2.10.

---

<sup>11</sup> <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.shtml#SOICALC>

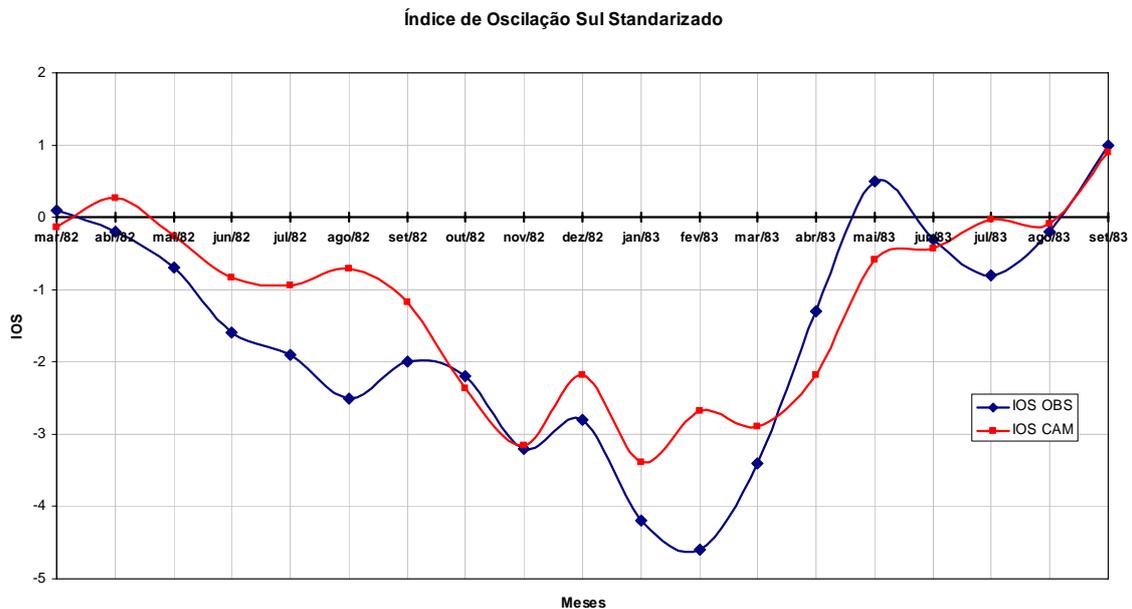


Figura 4.1.2.10. Índice de Oscilação Sul Standarizado observado e calculado no experimento 2 entre os meses de março de 1982 e setembro de 1983, equivalente a março do ano (0) e setembro do ano (1).

Observa-se que os valores do IOS observados chegaram a valores mais negativos do que os calculados no experimento 2. No entanto, o comportamento e a evolução temporal do IOS foram corretamente capturados na modelagem numérica, demonstrando que esses eventos são compatíveis. No mês de dezembro o valor do IOS observado foi de -2.8, sendo o seu valor modelado de -2.2, e no mês de janeiro o observado foi -4.2, com um valor modelado de -3.4.

Em relação à energia emitida para a atmosfera modelada numericamente nesse experimento, temos no mês de janeiro do ano (1), por exemplo, uma energia enviada para a atmosfera da ordem de  $3,2 \times 10^9$  MWmed. Essa energia é cerca de 5 ordens de grandeza maior do que a energia elétrica consumida na região Sudeste no mês de fevereiro de 2007, por exemplo, que foi de  $3,1 \times 10^4$  MWmed (Fonte:ONS).

Ainda no intuito de se avaliar o comportamento simulado da atmosfera após a inclusão dessas anomalias da TSM, foram gerados para esse caso perturbado os campos de anomalia da pressão na superfície e vento em 1000 hPa (figura 4.1.2.11), vento em 850

hPa (figura 4.1.2.12) e omega em 500 hPa (4.1.2.13) para o mesmo período da figura 4.1.2.6, ou seja, de maio do ano (0) até julho do ano (1).

Na evolução das anomalias da pressão na superfície e do vento em 1000 hPa, figura 4.1.2.11, observa-se que, nos primeiros três meses de aquecimento da TSM, maio a julho do ano (0), ainda não se observa um padrão muito bem definido entre as anomalias de baixa e alta pressão, exceto uma grande anomalia de baixas pressões que se forma de 120°E até 90°W em latitudes superiores a 20°S. A partir do mês de agosto do ano (0), já começam a aparecer padrões mais bem definidos e esperados desse evento, como uma intensa anomalia de alta pressão na Austrália, chegando às vezes a superar 10 hPa, e um grande cinturão de baixas na região do Pacífico Equatorial onde a TSM foi aquecida. A partir do mês de novembro do ano (0), até fevereiro do ano (1), essas anomalias na Austrália e Indonésia e no Pacífico Equatorial permanecem bastante pronunciadas, sendo que nesse período já é possível se observar anomalias de baixa pressão próximas à costa do Peru e no Atlântico Sul, principalmente próximo a costa da Argentina e da região Sul do Brasil. Percebe-se também um intenso fluxo de norte na região do Pacífico Equatorial e uma diminuição da pressão na região do ASMAS.

A partir de março do ano (1) essas anomalias de pressão e de vento diminuem de intensidade, ficando restritas praticamente só ao sul do Pacífico a partir do mês de maio do ano (1).

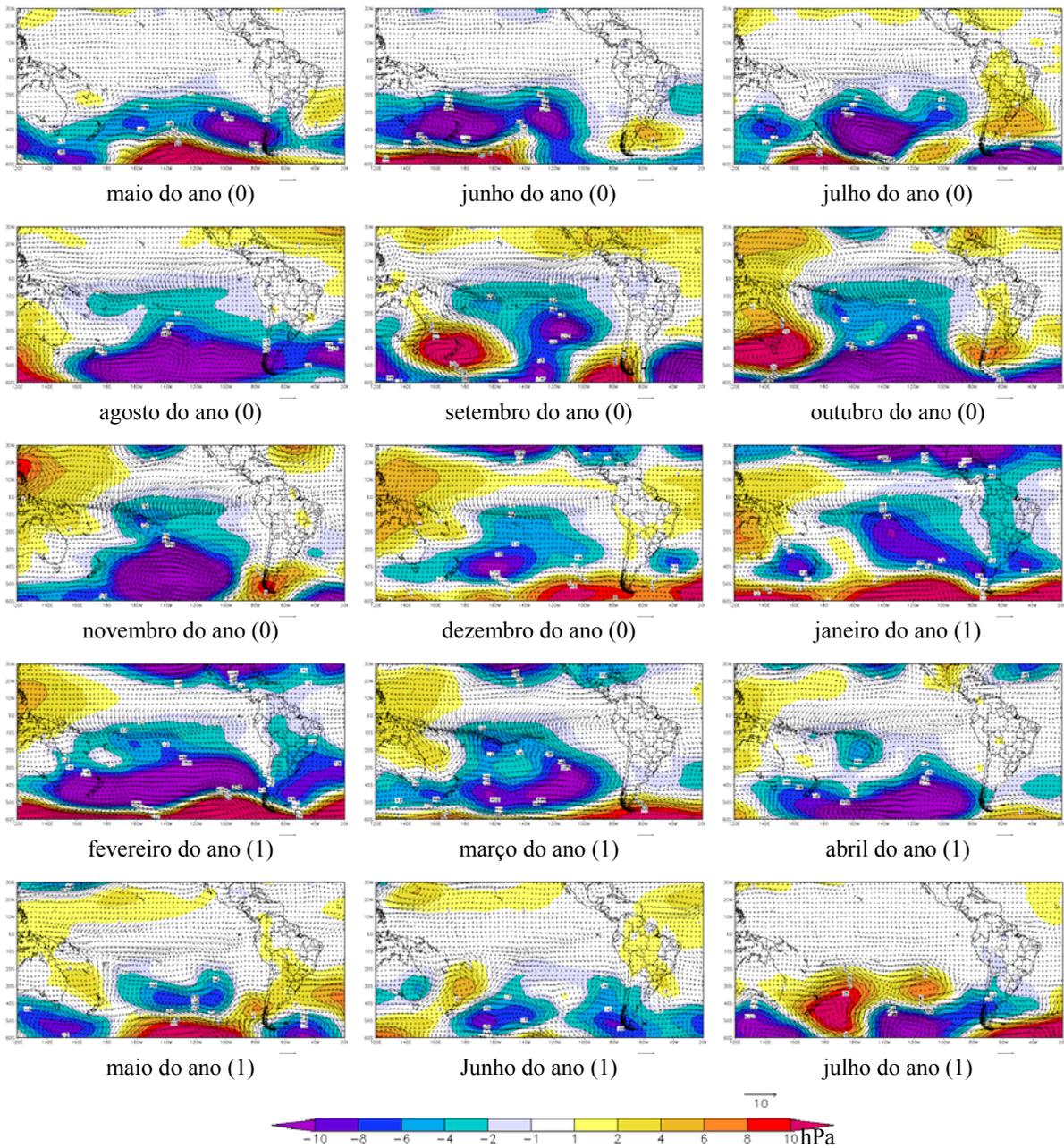


Figura 4.1.2.11. Evolução das anomalias da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).

Na figura 4.1.2.12, são apresentados os campos simulados de anomalia de vento em 850 hPa após o aquecimento da TSM do Pacífico Equatorial. É notável desde o mês de maio do ano (0) uma pequena anomalia de oeste no Pacífico Equatorial oeste e central.

Observa-se também algumas anomalias mais intensas no Pacífico Sudeste, próxima a costa da América do Sul. A partir do mês de outubro do ano (0) essas anomalias de oeste no Pacífico Equatorial se intensificam bastante e passam a migrar mais para leste, de acordo com o comportamento esperado para o escoamento na superfície nessa região, que é o deslocamento para leste da célula de Walker. Esse deslocamento é induzido pelo forte aquecimento das águas do Pacífico, que passam a liberar uma quantidade maior de calor latente, aquecendo o ar adjacente, e fazendo com que, em locais onde antes havia movimento subsidente, como é o caso do Pacífico Equatorial Central, passe agora a haver movimento ascendente. No mês de janeiro essas anomalias vão de 160°E até 120°W, e seu módulo ultrapassa os 16 m/s, que é um valor bastante elevado para o vento nessa camada da atmosfera. Essa anomalia de vento continua pronunciada até o mês de março do ano (1), decaindo bastante no mês de abril, tanto em intensidade quanto em abrangência, passando a não ser mais perceptível nos meses seguintes.

Outro ponto importante a ser observado nas anomalias de vento em 850 hPa, demonstradas na figura 4.1.2.12, são as anomalias de sul/sudoeste que aparecem em alguns meses no Pacífico sul entre 40S e 60S. Essas anomalias, associadas às anomalias de baixa pressão verificadas nessa mesma região, podem estar intensificando os transientes que se deslocam por essa região e acelerando as ondas de Rossby, o que pode resultar em um aumento na intensidade e no número de frentes frias que atingem o Brasil durante um mesmo mês.

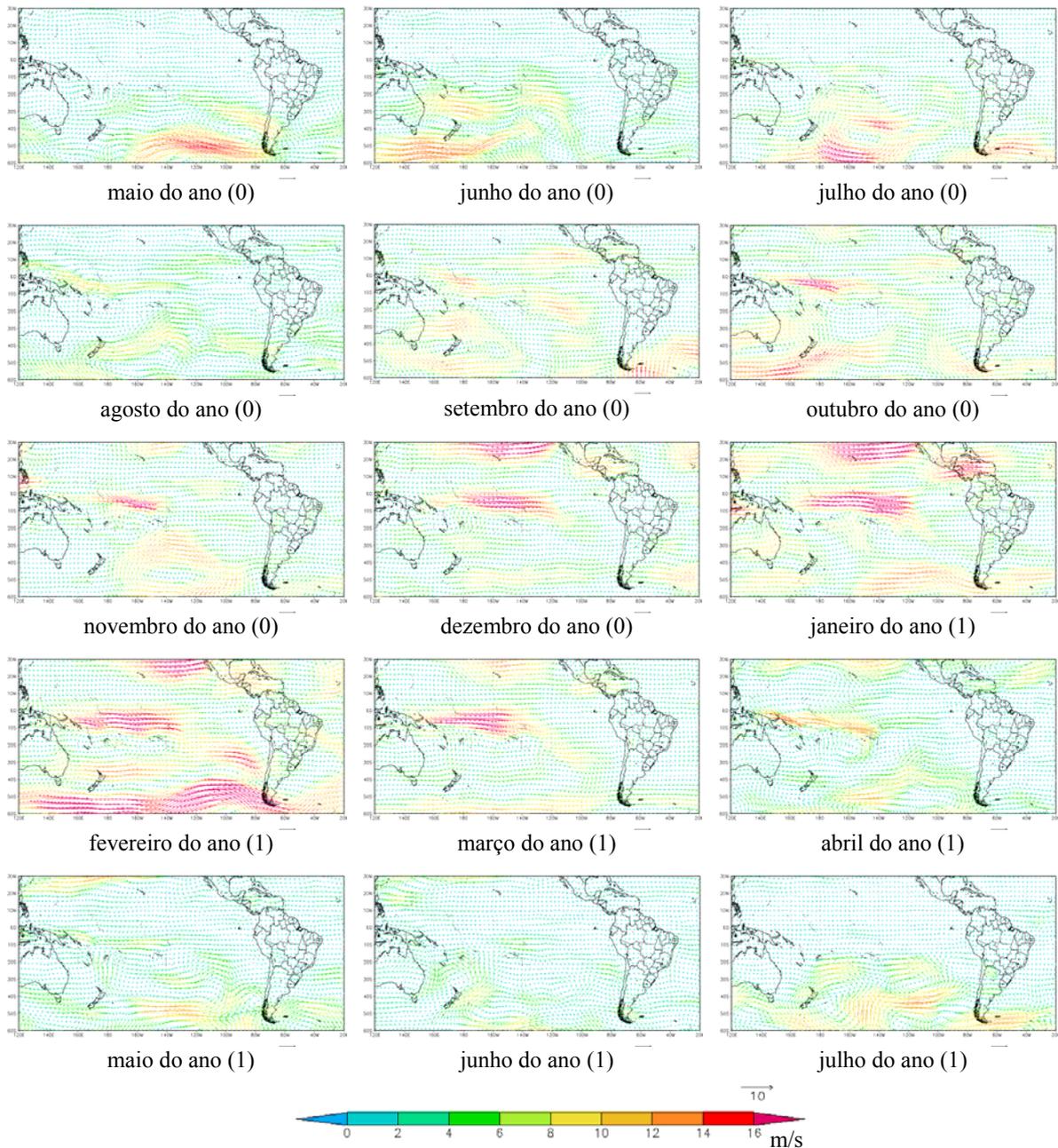


Figura 4.1.2.12. Evolução das anomalias do vento em 850 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).

Nos campos de anomalia de omega em 500 hPa, figura 4.1.2.13, observamos, como era de se esperar nesse tipo de evento, anomalias negativas bem pronunciadas de omega no Pacífico Equatorial oeste já no mês de agosto do ano (0), ou seja, logo após o início do aquecimento das águas do Pacífico. Essas anomalias se intensificam nos meses seguintes,

devido a um maior aquecimento na TSM nessa região, passando a se verificar valores negativos de omega da ordem de  $-0.2$  hPa/s, sendo que nos meses de novembro do ano (0) até abril do ano (1) essas anomalias cobrem todo o Pacífico Equatorial e atingem a costa do Peru. Nos meses de novembro do ano (0) a março do ano (1) é possível observar um ramo descendente (anomalias positivas de omega) sobre parte da região Norte e do norte da região Nordeste do Brasil. Esse comportamento nos movimentos ascendentes, simulado numericamente, é coerente com o deslocamento esperado para leste da célula de Walker que ocorre nos eventos de El Niño (Wyrski, 1975; Wyrski, 1982, Philander, 1983; Philander, 1990).

Outro fato que chama a atenção nas anomalias de omega em 500 hPa é uma intensa anomalia negativa nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil no mês de outubro do ano (0). Essas anomalias negativas nesse mês indicam um favorecimento aos movimentos ascendentes e, portanto, à ocorrência de eventos convectivos, já que se trata de um mês onde a atividade solar já é bastante intensa nessas regiões. Uma situação dessa pode indicar um início antecipado do período úmido dessas regiões, que foi o que realmente aconteceu em 1982, como pode ser observado nas anomalias de precipitação ocorridas durante esse mês, apresentadas na figura 4.1.2.14 (a), cujo sinal nas regiões Sul e Sudeste do Brasil conseguiu ser representado com a utilização do CAM 2.02 para esse caso forçado, figura 4.1.2.14 (b). Esse padrão de anomalia positiva de precipitação, principalmente na região Sul do Brasil, é bastante coerente com o comportamento observado em alguns eventos do tipo El Niño (Kousky et al., 1984; Aceituno, 1988; Kayano et al., 1988; Kousky and Ropelewski, 1989; Grimm et al, 1998; Barros et al. 2002). No entanto, percebe-se que no caso da anomalia de precipitação simulada pelo CAM 2.02, não foram capturadas as anomalias negativas de precipitação na região Norte do Brasil, e no caso do centro-norte do estado de Minas Gerais, do Espírito Santo e do sul da Bahia as anomalias foram invertidas. Lembrando que essa previsão corresponde ao 14° mês de integração do modelo.

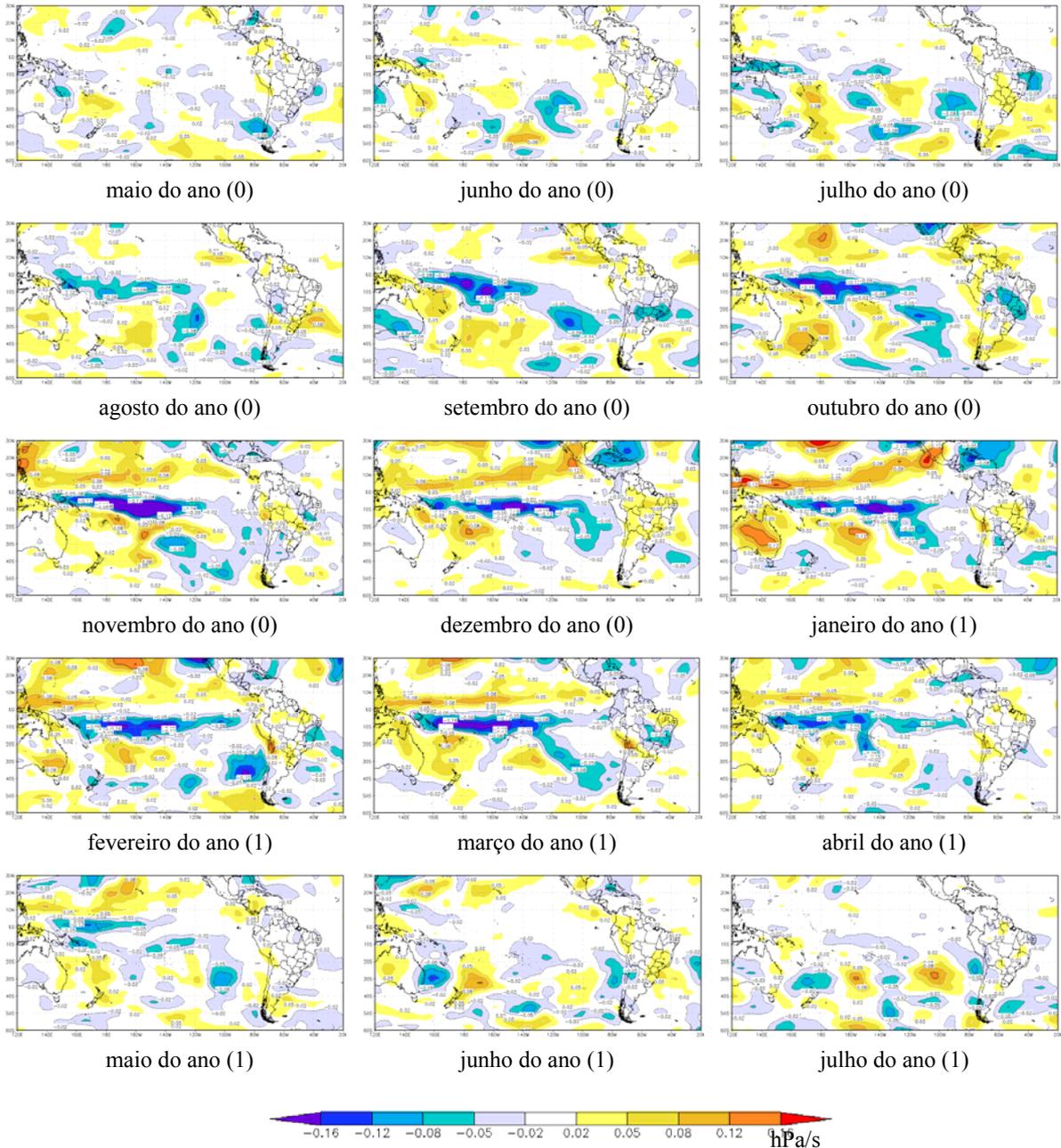


Figura 4.1.2.13. Evolução das anomalias do omega em 850 hPa (Pa/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 2, entre maio do ano (0) e julho do ano (1).

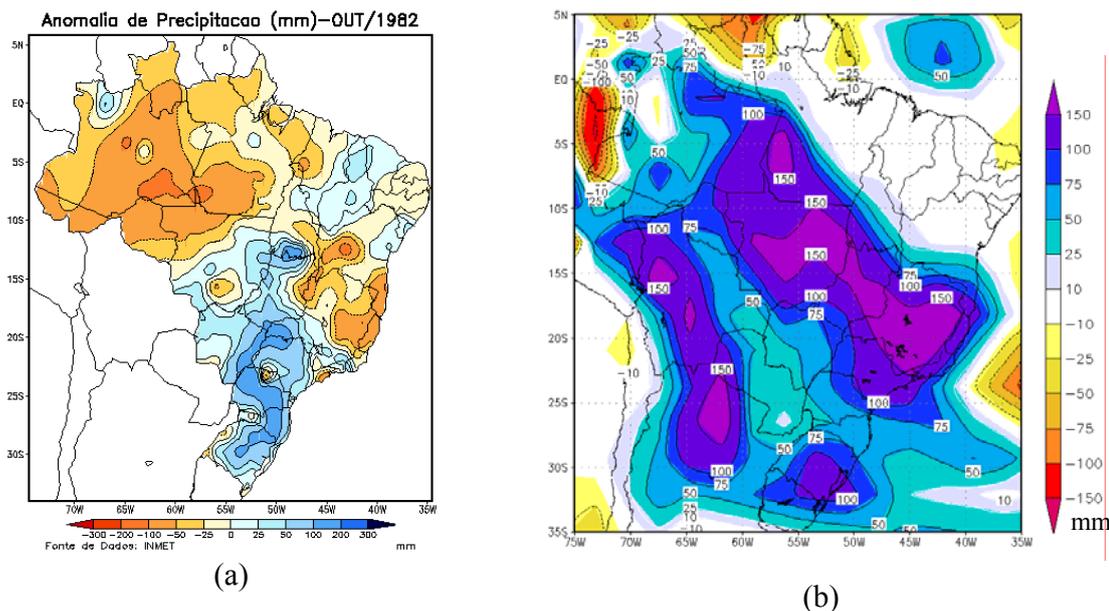


Figura 4.1.2.14. (a) Anomalia de precipitação observada em outubro de 1982 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 2 para o mês de outubro do ano (0), equivalente a outubro de 1982.

Voltando ao mês de janeiro do ano (1), que é o principal objeto de estudo desse capítulo, pelos motivos expostos anteriormente, percebemos uma anomalia negativa de pressão na região Sul e em parte da região Sudeste (figura 4.1.2.11). No entanto, percebemos uma anomalia de omega positiva bastante abrangente sobre parte da região Sudeste e da região Centro-Oeste. Essa última observação não nos cria a expectativa de esperarmos anomalias positivas de precipitação para esse mês nas simulações realizadas com o modelo CAM 2.02, o que realmente não ocorre. Na figura 4.1.2.15 (a) é mostrada novamente, para facilitar a comparação, as anomalias de precipitação observadas em janeiro de 1982, e na figura 4.1.2.15 (b) a anomalia de precipitação obtida nas simulações do modelo numérico forçado pelas anomalias positivas da TSM no Pacífico Equatorial.

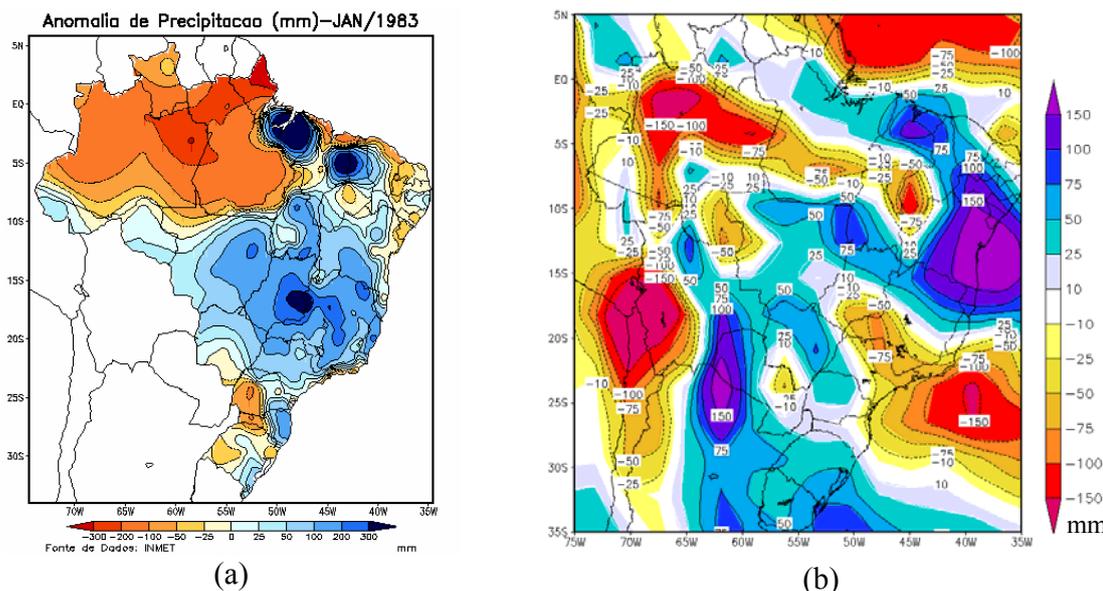


Figura 4.1.2.15. (a) Anomalia de precipitação observada em janeiro de 1983 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 1983.

Percebe-se na figura 4.1.2.15 que as anomalias de precipitação simuladas representam bem as anomalias de precipitação ocorridas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, mas invertem o sinal das anomalias da precipitação no oeste da região Sul e em grande parte da região Sudeste. Sendo que nessas duas últimas regiões, mesmo quando o sinal da anomalia de precipitação é capturado, as simulações tendem a subestimar as anomalias positivas.

No entanto, é importante lembrar os dados apresentados nas figuras 2.3.6 e 4.1.2.8 que mostram que nesse mês de janeiro de 1983 foram observadas anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM. Como visto na seção anterior, essas anomalias podem exercer um papel importante no regime de precipitação das regiões Sul e Sudeste. Visando verificar se essa perturbação na TSM do Atlântico Sul poderia ter contribuído para os elevados índices de precipitação observados no mês de janeiro de 1983 na região Sudeste, o experimento 2 foi refeito. Esse novo experimento, experimento 4, foi gerado adicionando-se às anomalias da TSM do Pacífico Equatorial as anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, conforme a metodologia apresentada na seção 3.2.4 desse documento.

Além das evidências observadas em relação às anomalias positivas do Atlântico Sul durante o mês de janeiro de 1983, alguns recentes trabalhos com abordagens numéricas têm encontrado uma possível relação entre o El Niño, a intensificação da corrente do Brasil, e conseqüentemente, o surgimento de anomalias positivas no Atlântico Sul na região da CBM (Torres Junior, 2005; Assad, 2006). Em ambos os trabalhos foram utilizados modelos oceânicos forçados por campos atmosféricos representativos do evento El Niño 1982-83. No trabalho de Torres Junior (2005) foi utilizado o modelo oceânico regional da Universidade de Princeton (POM) e no trabalho de Lassad (2006) o modelo oceânico global modular versão 4 (MOM 4) desenvolvido por pesquisadores do Laboratório de Dinâmica de Fluidos Geofísicos (GFDL), administrado pela NOAA (National Ocean Atmosphere Agency). Aparentemente a anomalia na região da CBM surge próxima do mês de maior intensidade do evento El Niño, como o ocorrido nos eventos de 1982-83 e 2006-2007 (a ser discutido na próxima seção). Na figura 4.1.2.16, extraída de Assad (2006), é apresentado o campo espacial simulado com o MOM 4 do vetor diferença de velocidade, sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial média para os primeiros 5 metros de profundidade, no mês de pico de energia do El Niño 1982-83, equivalente ao mês de janeiro do ano (1).

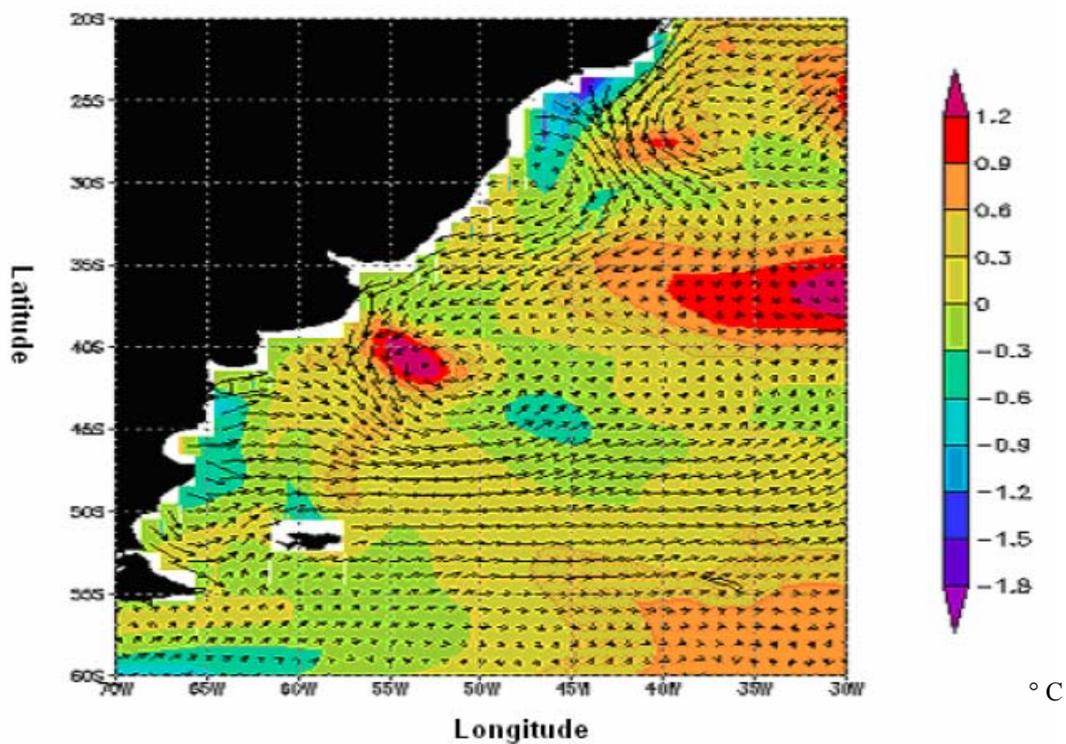


Figura 4.1.2.16 – Campo espacial do vetor diferença de velocidade sobreposto ao campo de anomalia de temperatura potencial para 5 metros de profundidade, simulado pelo modelo MOM 4 no mês de pico de energia cinética do evento El Niño 1982-83, equivalente ao mês de janeiro do ano (1). Fonte: Assad, 2006.

Nas figuras a seguir são apresentados novamente os campos de anomalia simulados para o mês de janeiro no experimento 2, forçado pelas anomalias positivas do Pacífico Equatorial, mas agora ao lado dos mesmos campos obtidos para o experimento 4, que é forçado pelas anomalias positivas da TSM do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul na região da CBM. Os campos citados são de anomalias da temperatura da superfície (4.1.2.17), pressão reduzida ao nível do mar e vento em 1000 hPa (4.1.2.18), vento em 850 hPa (4.1.2.19) e omega em 500 hPa (4.1.2.20).

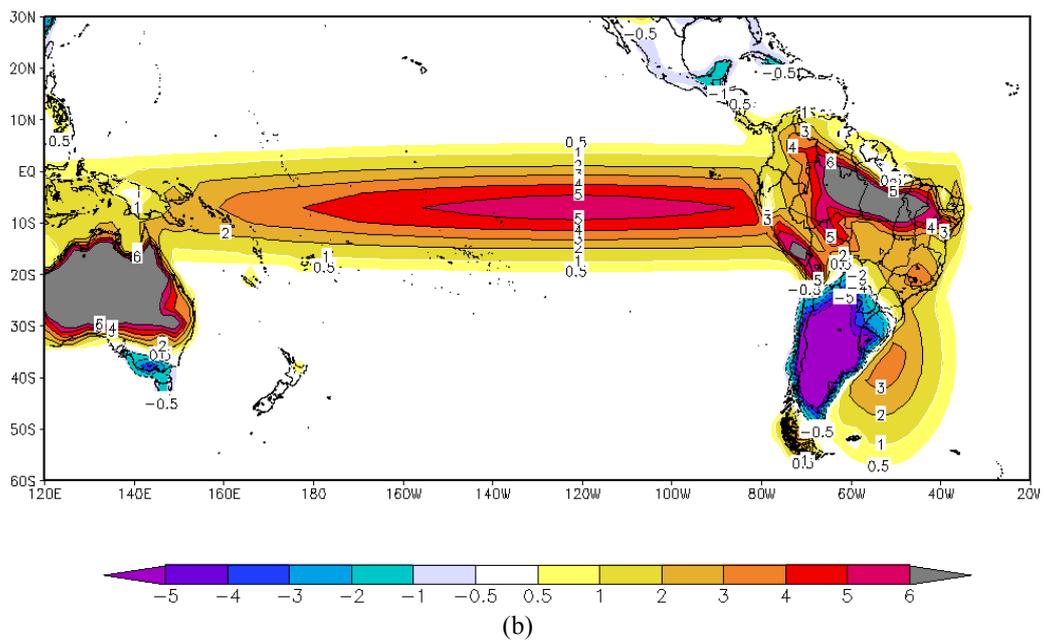
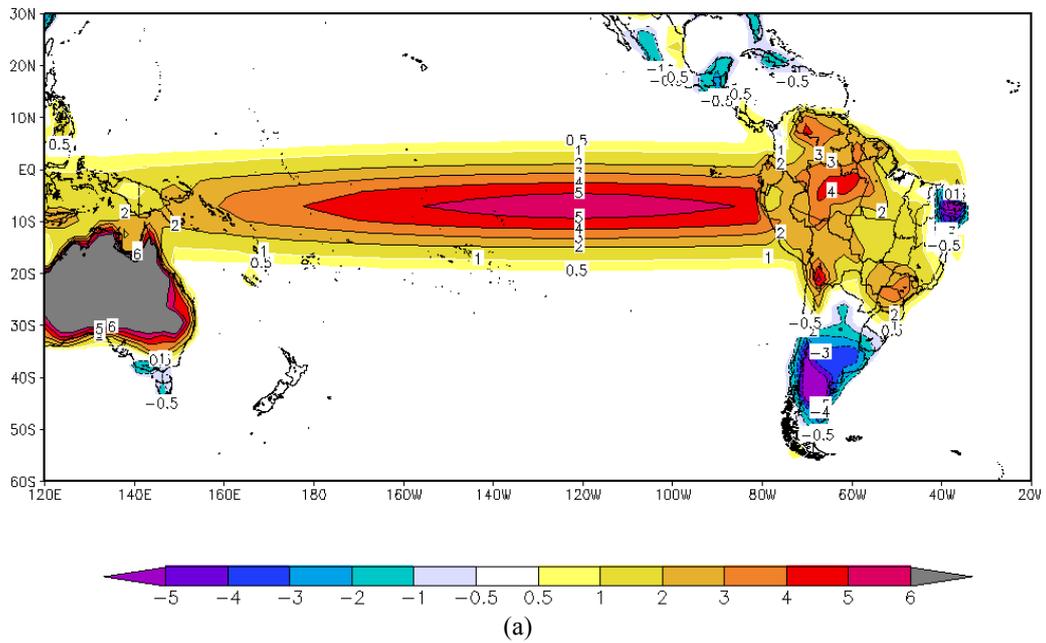


Figura 4.1.2.17. Anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).

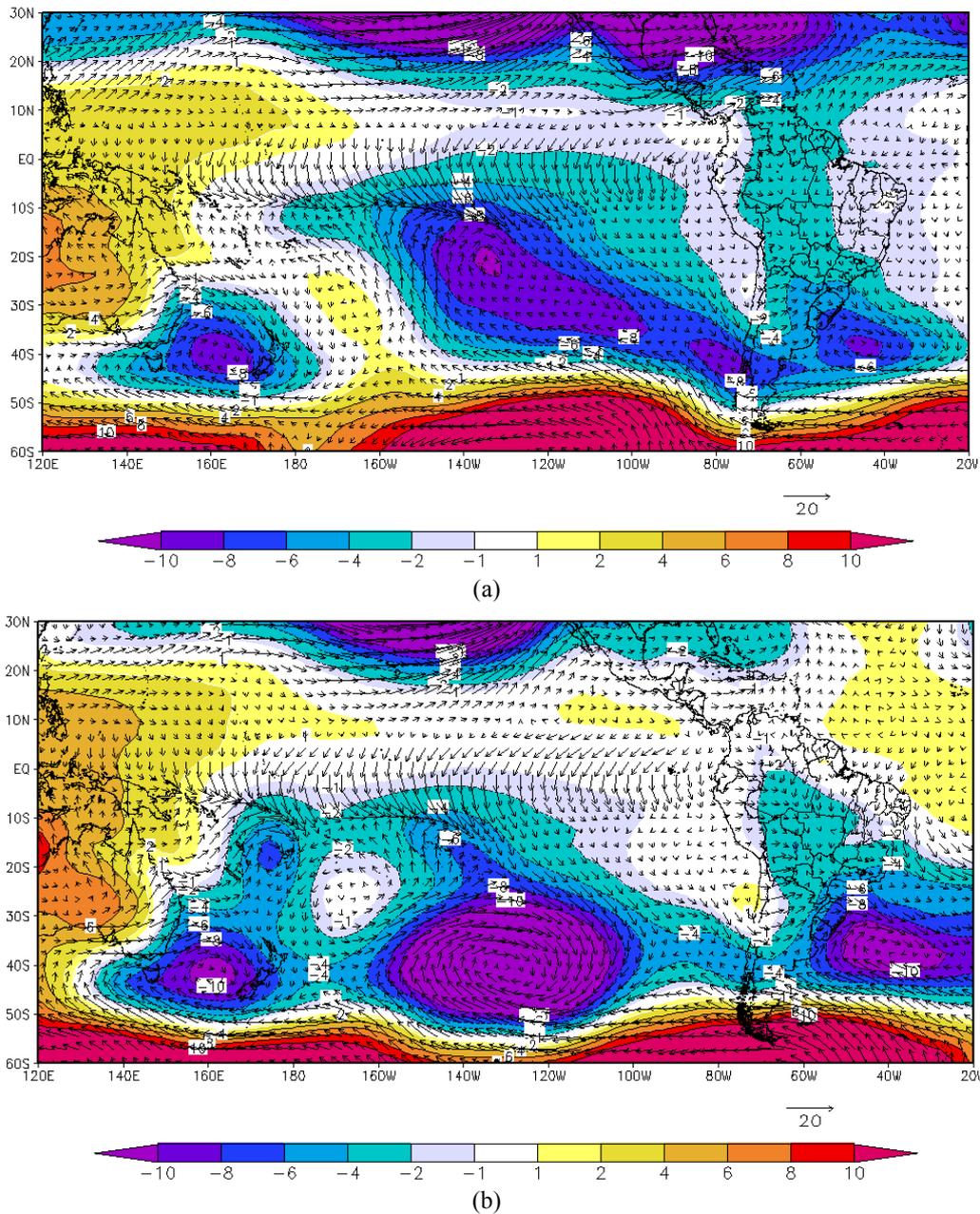


Figura 4.1.2.18. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).

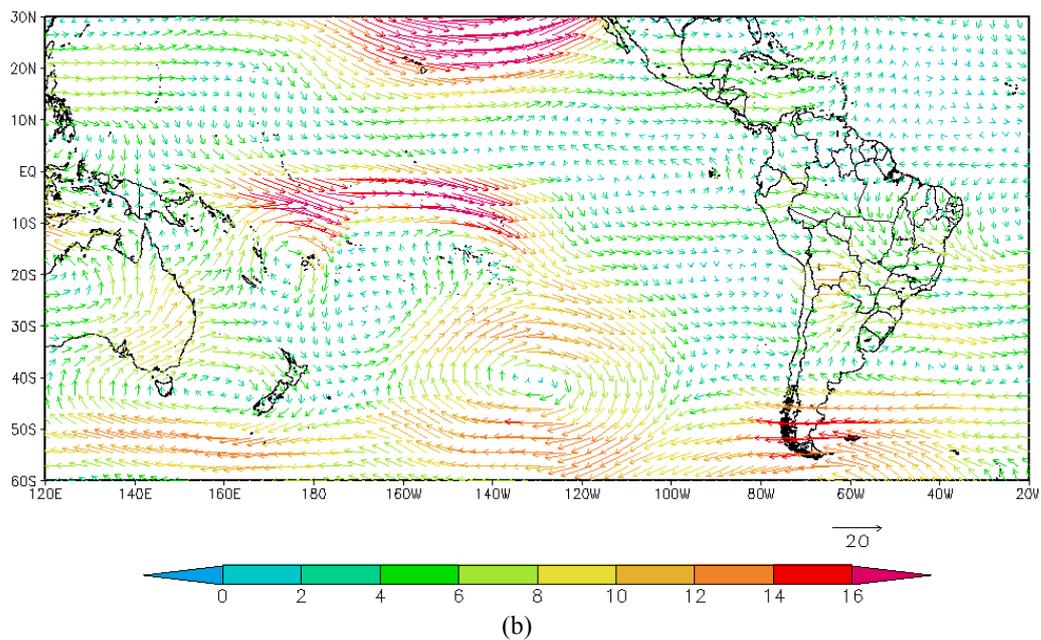
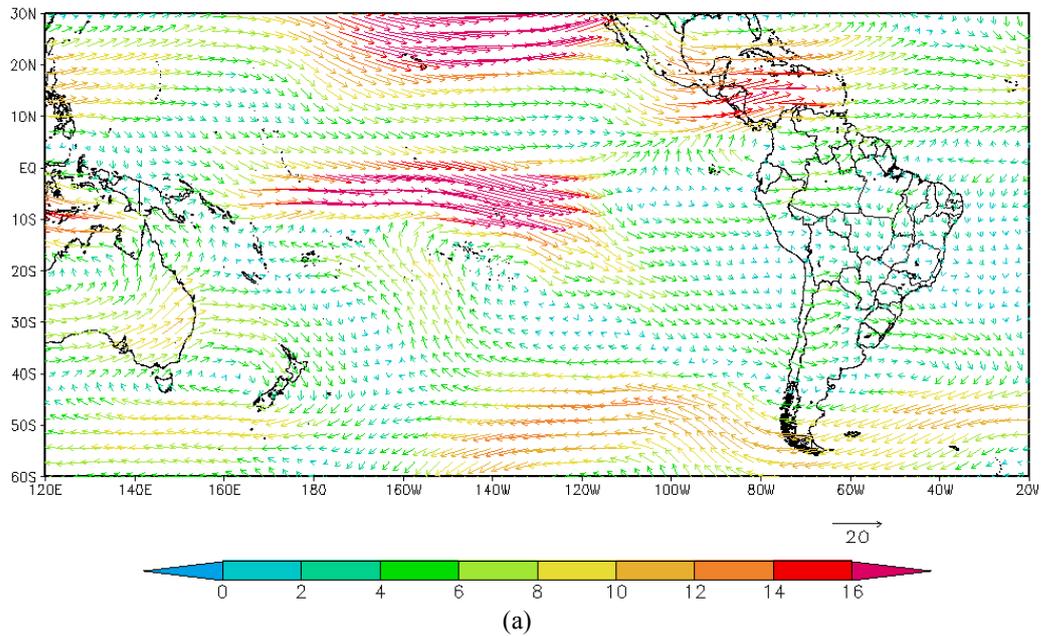


Figura 4.1.2.19. Anomalia vento em 800 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).

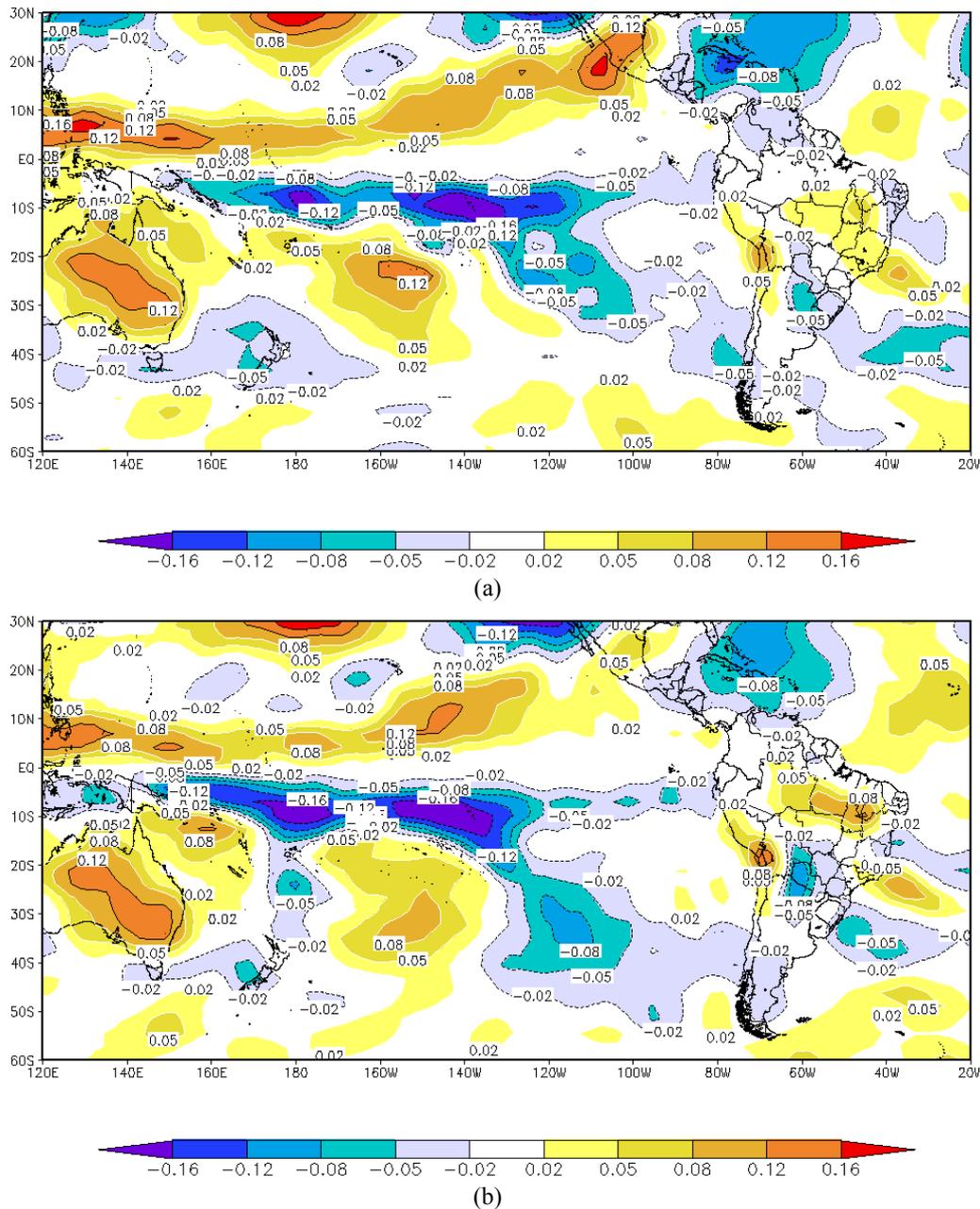


Figura 4.1.2.20. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 2 (a) e no experimento 4 (b).

Pode-se observar na figura 4.1.2.17 que as anomalias na TSM do Atlântico Sul no mês de janeiro do ano (1) já aparecem bem pronunciadas na região da CBM. É notável também na observação dessa figura que no experimento 4 (b) as anomalias da temperatura na superfície sobre a América do Sul tendem se intensificar, ficando mais negativas ao sul

do continente e mais positivas ao norte do que no experimento 2 (a), quando somente as anomalias do Pacífico foram levadas em consideração.

Mas é na figura seguinte, 4.1.2.18 que as diferenças são mais significativas e determinantes. As duas anomalias de baixa pressão observadas no Pacífico e a anomalia de baixa pressão observada no Atlântico Sul se intensificam bastante, passando inclusive a possuir uma circulação aparentemente mais fechada. Assim, como aconteceu no experimento 1, onde somente as anomalias da TSM na região da CBM foram levadas em consideração, os sistemas de baixa pressão que transitam próximo a  $40^{\circ}\text{W}$   $40^{\circ}\text{S}$  tendem a se intensificar, atraídos pela depressão ocasionada pelo ar mais aquecido sobre a região da CBM. É notável na figura 4.1.2.18 (b) que as componentes de leste/sudeste se intensificam em direção a região da CBM, dando mais quantidade de movimento a esses sistemas transientes e intensificando-os. A intensificação desses sistemas e sua maior abrangência, já que as anomalias de baixa pressão passam a atuar na maior parte das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, faz com que tenhamos uma componente de sudoeste no ramo oeste desse sistema que se estende desde a Argentina até o estado de São Paulo, o que explica a intensificação nas anomalias negativas de temperatura no sul do continente.

Nas anomalias do vetor vento em 850 hPa (figura 4.1.2.19) do experimento 4 (b) percebe-se que no ramo sul da anomalia de circulação ciclônica, que já havia aparecido no experimento 2 (a) próximo de  $40^{\circ}\text{W}$   $40^{\circ}\text{S}$ , a componente de leste também se intensifica em direção a região da CBM, e por conservação de momentum, intensifica também a componente de oeste do ramo norte dessa anomalia ciclônica. No Pacífico sul, próximo de  $130^{\circ}\text{W}$   $40^{\circ}\text{S}$ , uma anomalia ciclônica bastante pronunciada passa a ser percebida nas anomalias do vento em 850 hPa do experimento 4 (b) e que não se fazia presente no experimento 2 (a).

Os movimentos ascendentes e descendentes em 500 hPa, representados pelas anomalias de omega, figura 4.1.2.20, demonstram para o experimento 4 (b) em relação ao experimento 2 (a), um pequeno deslocamento para norte das anomalias de ar ascendente que antes estavam somente na região Sul e agora passam a atuar em parte da região Sudeste, e uma diminuição da área sob atuação de anomalias positivas de omega, que no experimento 2 (a) cobriam grande parte do norte de São Paulo e dos estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, Goiás, Minas Gerais, Bahia, Tocantins e Mato Grosso, e que no

experimento 4 (b) ficaram restritas aos estados do Rio de Janeiro, Tocantins e parte do Espírito Santo e Bahia.

As figuras que são demonstradas a seguir trazem a diferença entre alguns campos modelados no experimento 4 e no experimento 2. O objetivo de se analisar essa diferença é tentar entender as mudanças ocorridas nos mecanismos atmosféricos, associados à formação de precipitação, após a inclusão das anomalias positivas do Atlântico Sul em adição às anomalias positivas do Pacífico Equatorial.

Na figura 4.1.2.21 são apresentadas as diferenças em 500 hPa observadas nos campos de omega (a) e vorticidade relativa (b). Aparentemente as diferenças mais significativas e mais relevantes entre os experimentos 4 e 2, do ponto de vista de formação de precipitação, ocorreram no nível de 500 hPa. Em 4.1.2.22 são demonstrados dois campos que já são consequência das diferenças observadas na dinâmica e na termodinâmica da atmosfera nos dois experimentos, que são a altura da camada limite planetária (a) e a radiação de onda longa (b).

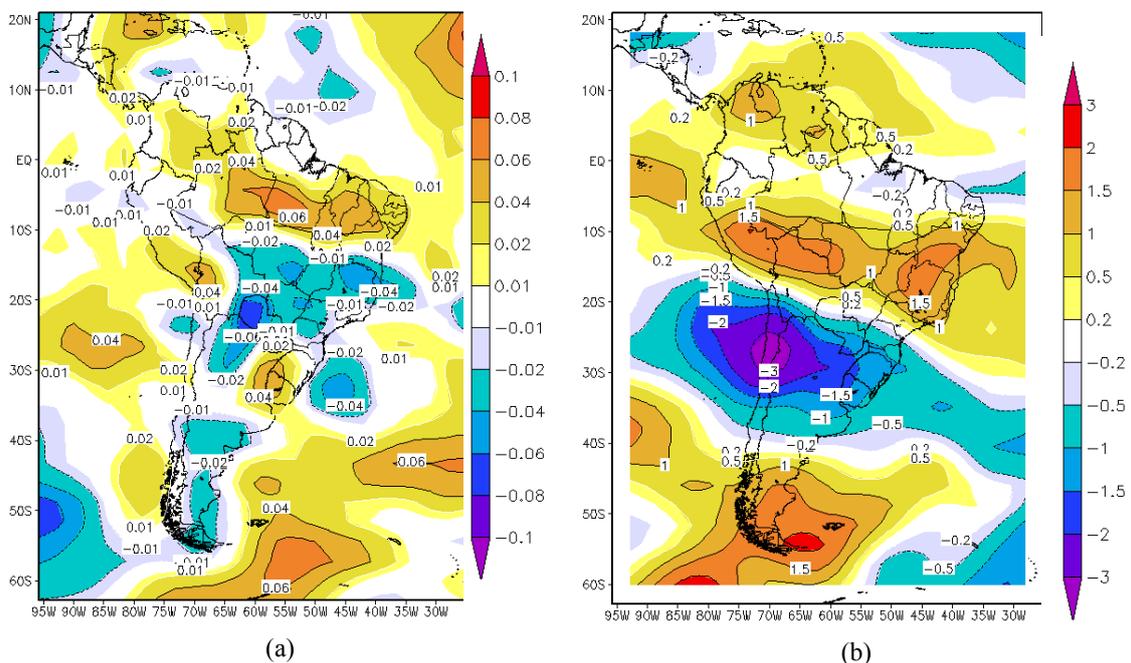


Figura 4.1.2.21- Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1) em 500 hPa: (a) omega (hPa/s) e (b) vorticidade relativa em m/s.

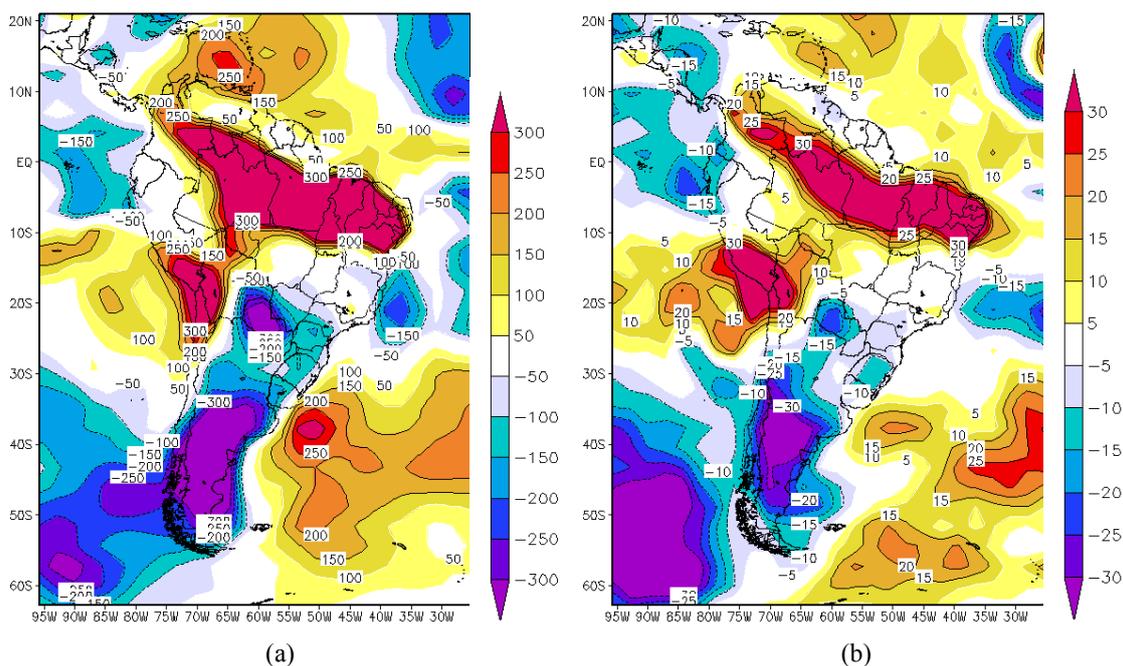


Figura 4.1.2.22- Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 para o mês de janeiro do ano (1): (a) altura da camada limite planetária em m e (b) fluxo de radiação de onda longa na superfície em  $(W/m^2)/mês$ .

Percebe-se analisando as figuras 4.1.2.21 (a) e (b) que no experimento 4 alguns efeitos observados no experimento 1, quando somente as anomalias do Atlântico Sul foram as forçantes da TSM, são novamente verificados, mas de forma menos significativa, como é o caso dos movimentos descendentes que, no experimento 1 cobriram toda a região Sul do Brasil, e agora ficaram restritos ao oeste do Rio Grande do Sul, o Uruguai e o nordeste da Argentina. Já os efeitos inversos observados na região Sudeste permaneceram sendo observados, mas agora um pouco deslocados para sul. Observa-se nos campos de vorticidade relativa em 500 hPa 4.1.2.21 (b) essa mesma estrutura, deslocada mais para sul, com vorticidade negativa sobre a região Sul e positiva sobre o norte da região Sudeste e a região Nordeste. Isso significa que as anomalias na estrutura ondulatória norte-sul da atmosfera, induzidas pelas anomalias positivas na TSM da região da CBM, permaneceram ocorrendo nesse episódio, mas de forma menos intensa, pois ficaram embebidas em um escoamento com uma intensa forçante de larga escala, como foi o caso do evento El Niño 1982-83. Cabe destacar que em relação à energia emitida para a atmosfera devido ao aquecimento da TSM, que a energia média no mês de janeiro do ano (1) emitida à

atmosfera nesse episódio El Niño é superior em cerca de 2 ordens de grandeza a emitida no atlântico Sul na região da CBM, nesse mesmo mês.

Outro ponto a ser notado nas figuras 4.1.2.20 e 4.1.2.21 é a configuração de intensas anomalias positivas de omega e de vorticidade sobre a maior parte das regiões Nordeste e Norte, o que se repercute em anomalias intensas também na altura da camada limite sobre essa região, figura 4.1.2.22 (a), que também é reflexo das anomalias positivas modeladas nessa região após a introdução das anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul, figura 4.1.2.17 (b). Em relação às anomalias na altura da camada limite planetária, observa-se uma diminuição de sua espessura em quase todo o sul do continente, reflexo da diminuição da temperatura modelada para essa região.

As anomalias do fluxo de radiação de onda longa, figura 4.1.2.22 (b), já dão um indício do que se deve esperar para as anomalias de precipitação no experimento 4 em relação ao experimento 2, pois são observadas anomalias negativas de radiação de onda longa em parte da região Sul e no sul da região Sudeste e anomalias positivas na maior parte das regiões Nordeste e Norte.

Antes de analisarmos as anomalias de precipitação, devemos avaliar se, em relação aos campos observados da circulação atmosférica em janeiro de 1983, os campos do experimento 4 são mais coerentes do que os do experimento 2, lembrando que essa comparação será feita com o 17º mês de integração do modelo CAM 2.02. Na figura 4.1.2.23 é realizada essa comparação para o nível de 500 hPa, que foi o nível onde aparentemente a circulação atmosférica teve o papel mais importante na formação de precipitação. Os dados observados do mês de janeiro de 1983 foram obtidos através dos dados das reanálises do NCEP<sup>12</sup>, que estão descritos em Kalnay et al (1996).

Observa-se analisando a figura 4.1.2.23 que nem o experimento 2 (b) nem o experimento 4 (c) reproduziram corretamente o escoamento de oeste mais intenso observado (a) nas latitudes superiores a 40°S. Nos dois experimentos esse escoamento mais intenso foi modelado mais a norte. No entanto, é importante notar que no experimento 4 (c) foi capturada uma circulação anticiclônica no sul do estado do Tocantins e no oeste da Bahia, com centro em aproximadamente 48°W 15°S, destacada nas figuras (a) e (c), o que não aconteceu no experimento 2 (b). Esse tipo de configuração, como já citado na seção

---

<sup>12</sup> [http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/db\\_search/SearchMenus.pl](http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl)

anterior, geralmente tem um papel importante no bloqueio aos sistemas transientes que se deslocam para nordeste, fazendo com que estes acabem ficando confinados mais ao sul ou se desloquem para o oceano. Esse sinal, capturado somente pelo experimento 4, pode ser de fundamental importância para as simulações da precipitação nesse mês de janeiro que se observaram mais intensas ao sul do continente e menos intensas na porção norte. O fato de somente a simulação 4 ter capturado essa configuração pode estar associado às anomalias ondulatórias na circulação meridional ocasionadas no sentido sul-norte da circulação sobre o leste do continente, verificadas após a inclusão das anomalias positivas da TSM na região da CBM, e que não estiveram presentes no experimento 2.

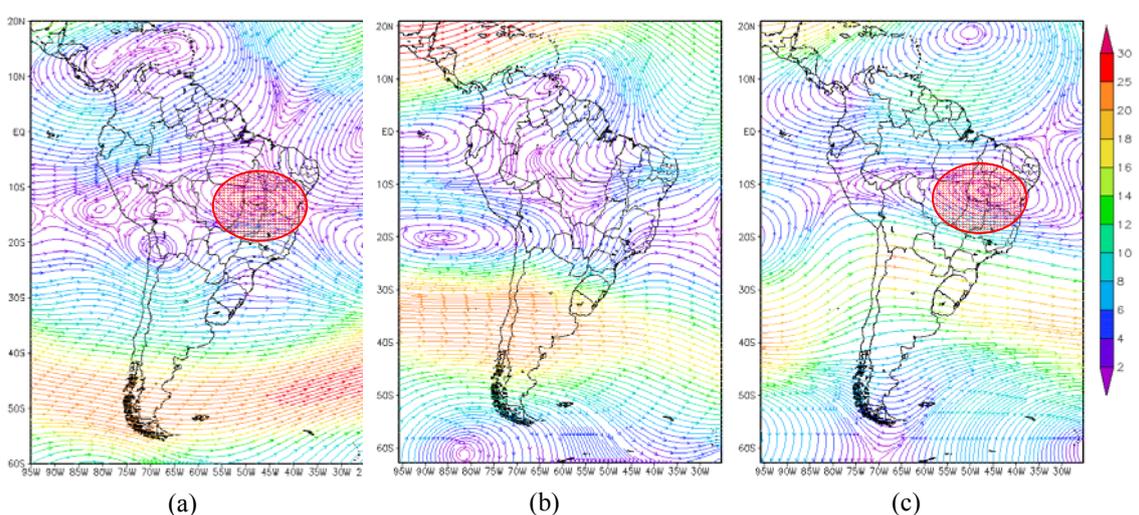


Figura 4.1.2.23- Campo de vento em 500 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 1983; (b) simulado no experimento 2; (c) simulado no experimento 4.

Mesmo a circulação da atmosfera em 500 hPa não sendo simulada perfeitamente pelo experimento 4, o fato dessa simulação ter representado satisfatoriamente um sistema importante no bloqueio à passagem das frentes frias, e que pode ter sido um dos distúrbios atmosféricos mais significativos desse período em relação à formação da precipitação, indica que nesse experimento as anomalias de precipitação deverão ser mais coerentes com as observadas do que as do experimento 2.

A diferença entre a precipitação modelada no experimento 4 e no experimento 2 pode ser observada na figura 4.1.2.24, onde se percebe um aumento significativo na

precipitação do leste e norte da região Sul e em toda a região Sudeste. Nas regiões Nordeste e Norte nota-se uma grande diminuição na precipitação.

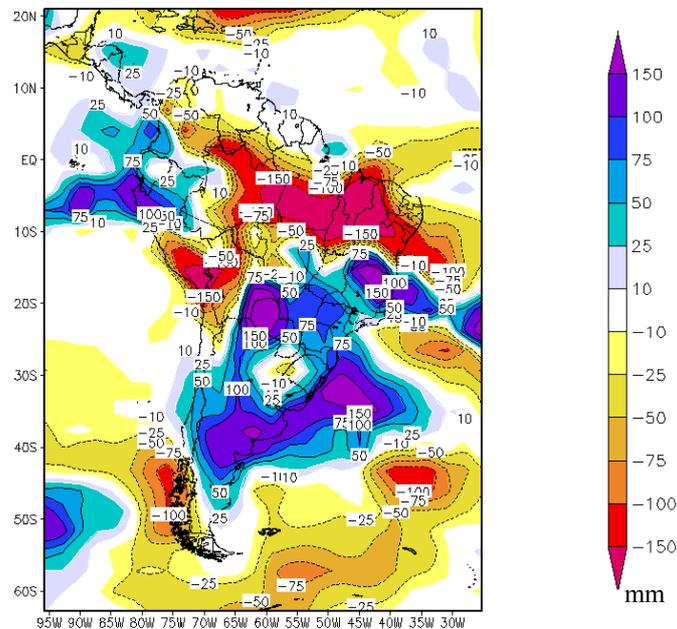


Figura 4.1.2.24. Diferença entre os campos modelados do experimento 4 e do experimento 2 na anomalia de precipitação (mm) no mês de janeiro do ano (1)

As modificações nas anomalias de precipitação observadas entre o experimento 4 e o experimento 2 estão mais coerentes com o que foi observado no mês de janeiro de 1983 para as regiões Sul, Sudeste e Norte, mas estão menos coerentes com o observado na região Nordeste, como pode ser visto na figura 4.1.2.25. Esse comportamento para a região Nordeste já era esperado, tendo em vista que em nenhum desses experimentos entraram as anomalias do oceano Atlântico Tropical, que exercem grande influência sobre a precipitação dessa região, como é ilustrado no Anexo C deste trabalho.

Em compensação, no experimento 4 a região Sul apresenta um considerável aumento de precipitação, principalmente no noroeste do Paraná, o que também acontece no Mato Grosso do Sul, ambos importantes para o aumento de vazão natural no trecho da bacia do rio Paraná a montante da UHE Jupia. É interessante notar que na simulação 4 não são capturadas corretamente as anomalias negativas de precipitação que ocorreram no oeste da região Sul, no entanto, na análise das anomalias de precipitação do experimento 4

observa-se uma pequena região no oeste do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina com anomalias de precipitação muito baixas, tendendo para a média.

As anomalias negativas de precipitação que eram apontadas no norte de São Paulo e no Sul de Minas Gerais no experimento 2, e que não ocorreram, foram bastante minimizadas no experimento 4, tendendo a média.

Observa-se então que, mesmo as anomalias de precipitação não sendo perfeitamente capturadas no experimento 4, o fato dessa simulação ter levado em consideração, além das anomalias positivas na TSM do Pacífico Equatorial, as anomalias positivas na região da CBM, ocorreu em janeiro de 1983, tornou os resultados numéricos de precipitação mais aderentes ao observado, pelo menos nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, que são o objetivo principal desse estudo.

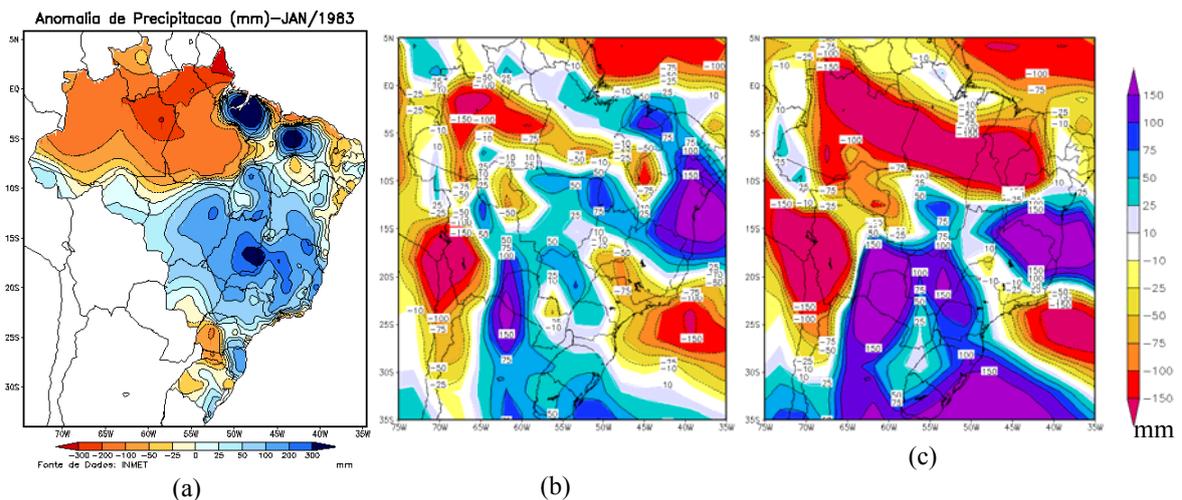


Figura 4.1.2.25- Anomalia de precipitação (mm) (a) observada no mês de janeiro de 1983 (Fonte:CPTEC/INPE); (b) simulada no experimento 2 e (c) simulada no experimento 4 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 1983.

### **4.1.3 Experimentos 3 e 5 - Niño 2006-07 e Atlântico Sul**

O episódio El Niño de 2006-2007 foi um dos grandes motivadores para a definição final do tema desse trabalho. Esse evento foi considerado como um El Niño fraco/moderado e de amplitude muito pequena, começando no mês de agosto de 2006, tendo seu pico de energia no mês de dezembro desse mesmo ano, iniciando o seu declínio no mês seguinte, sendo que no mês de março de 2007 já se iniciava no Pacífico Equatorial a transição para o evento La Niña que se sucedeu a este El Niño. A evolução das anomalias na TSM desse episódio El Niño são encontradas na figura 4.1.3.1. Observa-se que neste episódio de El Niño as anomalias positivas da TSM tiveram máximos inferiores ao do evento de 1982-83, e se concentraram mais no Pacífico equatorial oeste. Além disso, a banda de anomalias na TSM foi maior do que a observada no episódio de 1982-83, chegando no mês de dezembro de 2006 a cobrir, entre 180E e 130W, as latitudes de 20S até 10N.

Percebe-se também na análise dessas figuras que, assim como ocorrido no episódio de 1982-83, no mês em que ocorreram as anomalias positivas mais intensas no Pacífico Equatorial também foram observadas anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, sendo que durante no EL Niño 2006-07 essas anomalias estiveram presente durante praticamente todo o episódio. Elas se iniciaram no mês de agosto, ainda bem fracas, tiveram seu ápice em dezembro e ainda permaneceram até o mês de março, sendo que nesse último mês as anomalias observadas no Atlântico Sul extratropical ficaram um pouco deslocadas a norte da posição média da CBM.

No entanto, mesmo sendo esse evento de 2006-07 um evento fraco e de pouca duração, foi durante esse episódio que foi registrada, como mostrado no capítulo anterior, a segunda maior cheia do histórico na bacia do rio Paraná, mais especificamente, no trecho de contribuição a UHE Jupiá. Esse fato despertou um interesse especial por esse evento no setor elétrico brasileiro, e será o objeto de estudo desse capítulo.

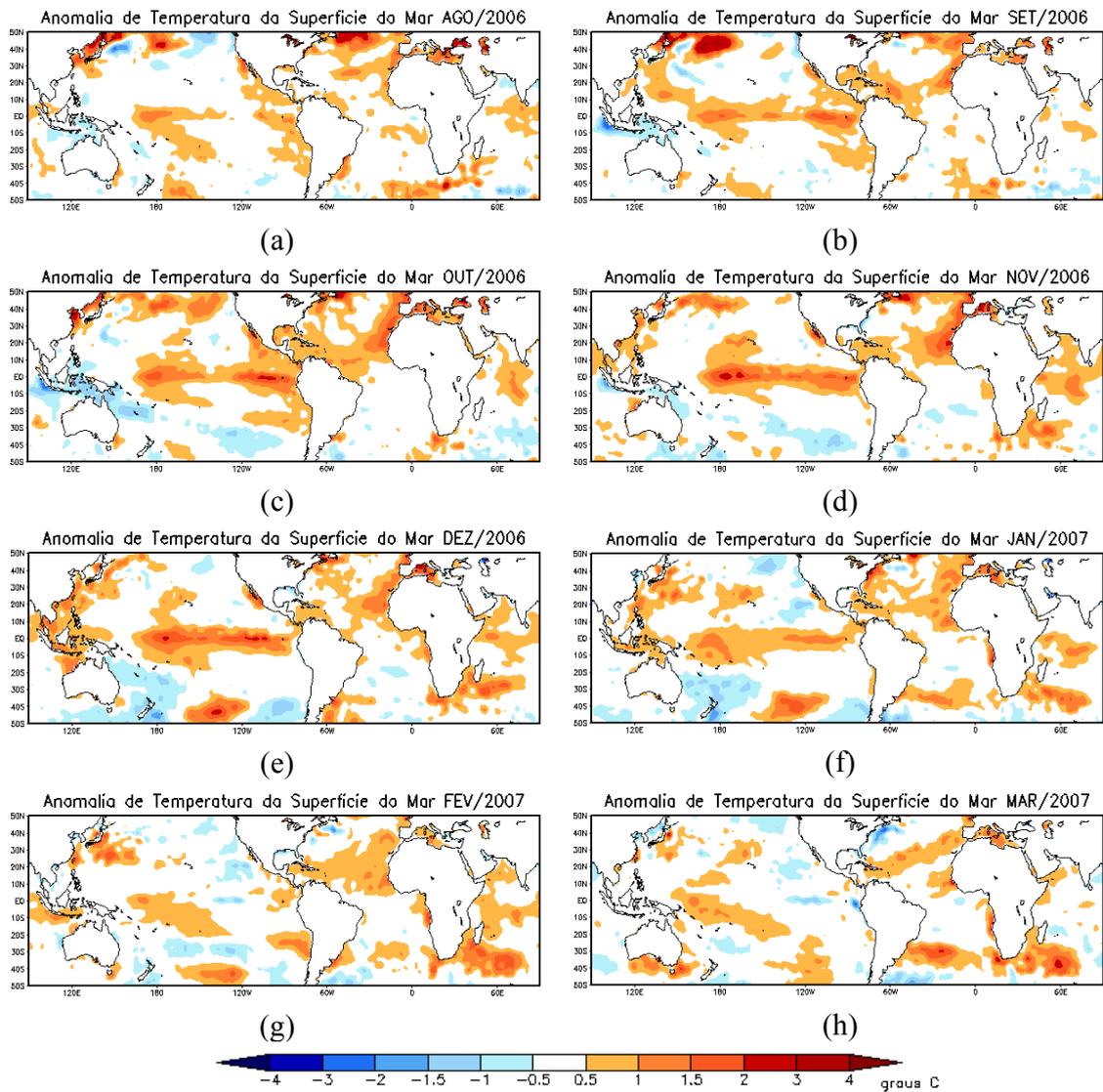


Figura 4.1.3.1. Evolução das anomalias da TSM nos meses de agosto de 2006 (a) até março de 2007 (h) - Episódio do El Niño 2006-07. Fonte: CPTEC/INPE

Assim como nos resultados apresentados nas seções anteriores, para o estudo desse evento foram realizadas simulações numéricas com o modelo CAM 2.02, conforme a metodologia descrita na seção 3.2.3. Inicialmente são apresentados os resultados das simulações numéricas levando em consideração somente as anomalias positivas no Pacífico Equatorial (experimento 3). Na figura 4.1.3.2 é demonstrada a evolução da temperatura da superfície simulada nesse experimento para os meses de agosto do ano (0), equivalente a agosto de 2006, até março do ano (1), equivalente a março de 2007.

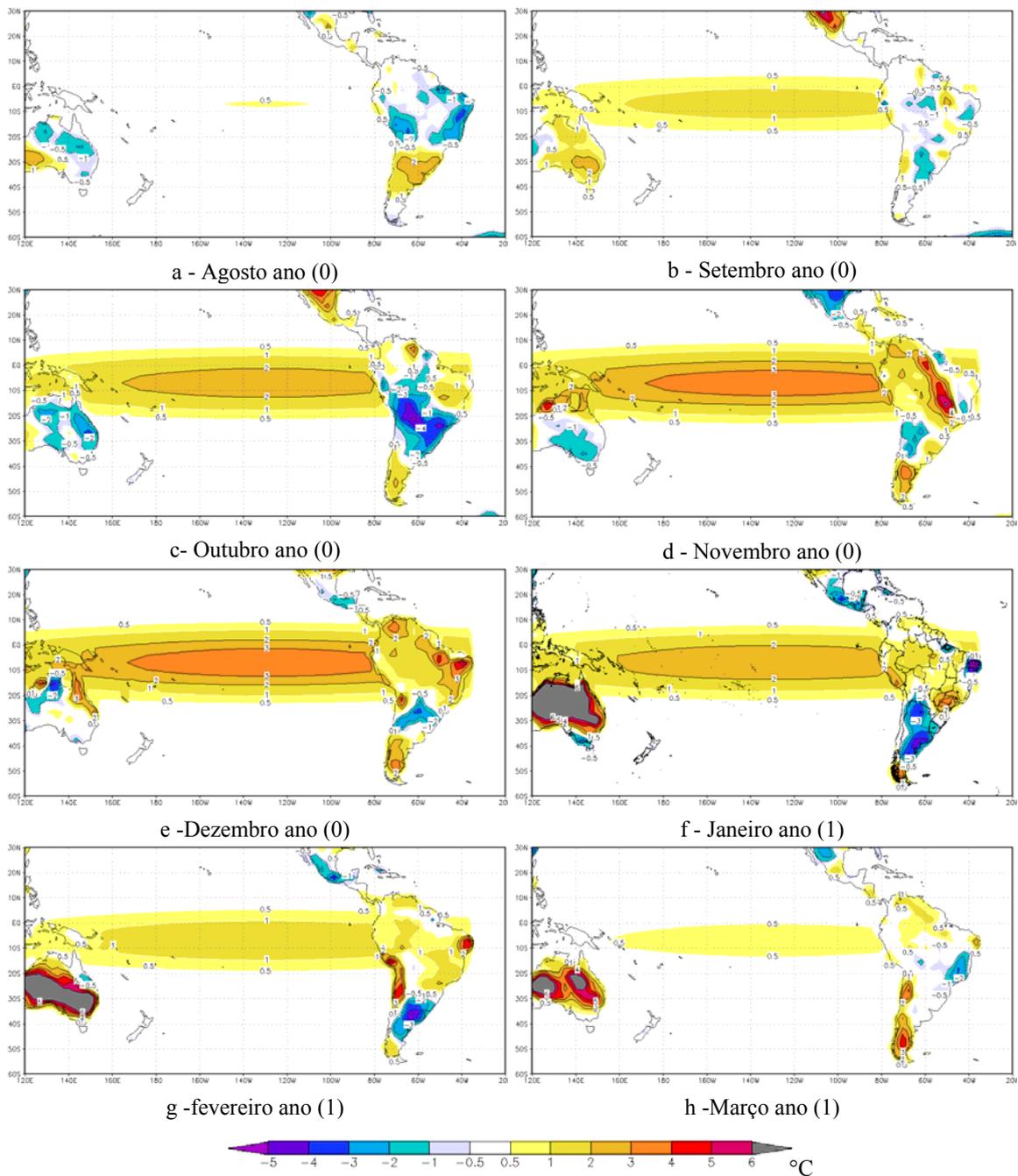


Figura 4.1.3.2. Evolução das anomalias da temperatura na superfície (°C), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).

Na reprodução numérica dessas anomalias na TSM do Pacífico Equatorial algumas características particulares desse evento foram retratadas, como a maior banda meridional

de anomalias, o ciclo mais curto do evento e uma menor intensidade nessas anomalias positivas da TSM, quando comparadas ao evento 1982-83.

O IOS observado entre os meses de setembro de 2006 e julho de 2007 e o calculado no experimento 3, equivalente a esse mesmo período, pode ser observado na figura 4.1.3.3. É notável que nesse episódio El Niño os valores do IOS foram muito menores, em módulo, do que os observados no episódio de 1982-83. No evento de 2006-07 os valores mais negativos do IOS, da ordem de -1.7, foram observados no mês de outubro de 2006, que não foi o mês em que a TSM do Pacífico Equatorial apresentou seus valores de anomalia mais altos, o que ocorreu no mês de dezembro. Nesse mês de dezembro os valores observados e modelados ficaram próximos, sendo observado -0,5 e modelado -0,7. Já no mês de janeiro o valor do IOS simulado foi inferior, em módulo, ao observado, mas sendo ambos ainda negativos.

Em termos da energia emitida para a atmosfera, nesse episódio El Niño foi emitida no mês de janeiro do ano (1) cerca de uma ordem de grandeza a menos do que no episódio de 1982-83, ou seja,  $4,2 \times 10^8$  MWmed nesse experimento contra  $3,2 \times 10^9$  MWmed no experimento 2.

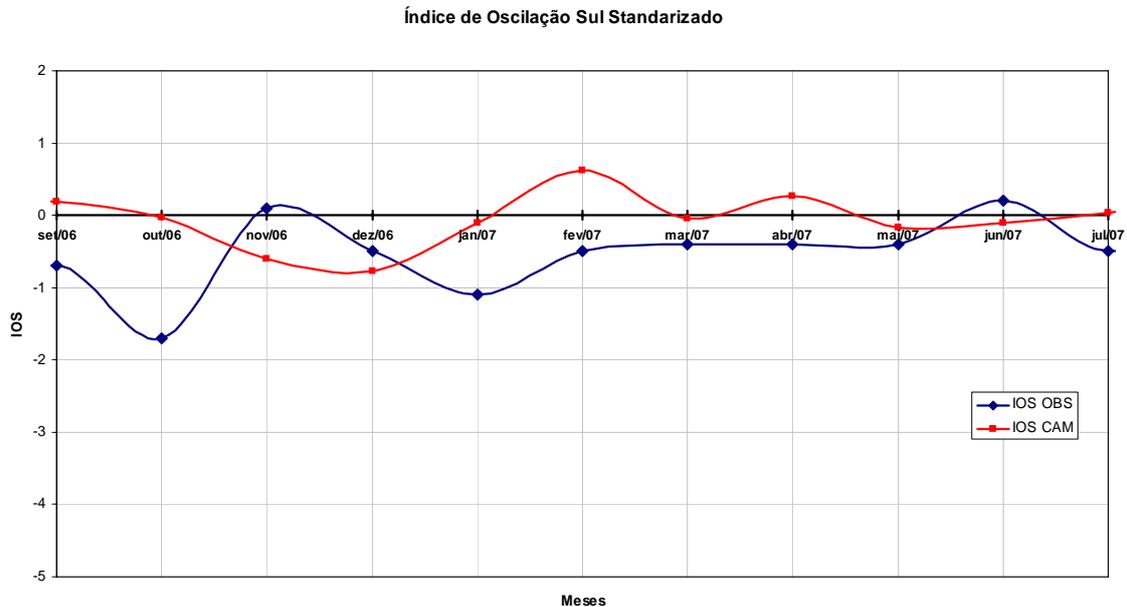


Figura 4.1.3.3. Índice de Oscilação Sul Standarizado observado e calculado no experimento 3 entre os meses de setembro de 2006 e julho de 2007, equivalente a setembro do ano (0) e julho do ano (1).

A seguir, são apresentadas as anomalias simuladas nesse experimento da pressão reduzida ao nível do mar e do vento em 1000 hPa, figura 4.1.3.4, do vento em 850 hPa, figura 4.1.3.5 e de omega no nível de 500 hPa, figura 4.1.2.6.

Analisando as anomalias da pressão ao nível do mar e do vento em 1000 hPa, figura 4.1.3.4, percebe-se que desde o primeiro mês de aquecimento na TSM do Pacífico Equatorial já foram verificadas anomalias positivas na pressão reduzida ao nível do mar no continente Australiano. Essas anomalias permaneceram até o mês de janeiro do ano (1). No entanto, as anomalias negativas da pressão na costa da América do Sul só aconteceram de forma significativa no mês de novembro do ano (0), junto com uma grande região de baixa pressão e convergência em quase todo o Pacífico Equatorial. Já as anomalias negativas na pressão no oceano Atlântico próximo à costa do Brasil, associadas ao enfraquecimento do ASMAS, só ocorreram durante os meses de janeiro e fevereiro do ano (1).

Já as anomalias de oeste do vento em 850 hPa (figura 4.1.3.5) são percebidas com intensidade variável no Pacífico Central e Oeste desde o mês de setembro do ano (0) até o

mês de fevereiro do ano (1), sendo que no mês de dezembro é que elas apresentam sua maior intensidade.

Avaliando os campos em superfície e em baixos níveis percebe-se que, diferentemente do evento de 1982-83, a simulação numérica desse El Niño não nos traz de forma tão clara e simultânea os efeitos esperados na atmosfera durante configuração do El Niño. Os impactos mais clássicos podem ser percebidos, mas de forma um pouco desconexa, principalmente nos meses de novembro do ano (0) até janeiro do ano (1).

Em níveis médios, esse comportamento não é muito diferente. Avaliando os campos de anomalia de omega em 500 hPa, figura 4.1.3.6, observa-se que, somente nos meses de novembro e dezembro do ano (0), enquanto a TSM do Pacífico ainda estava se elevando até atingir o seu máximo de energia, é que verificamos anomalias de omega negativas no Pacífico Equatorial e positivas sobre parte das Regiões Norte e Nordeste do Brasil, indicando o deslocamento da célula de Walker, esperado nesse tipo de evento. Sendo que nesse episódio esse deslocamento ficou mais limitado ao Pacífico oeste.

Fica nítido nessas análises que estamos comparando meses de janeiro do ano (1) de evolução de episódios EL Niño bastante distintos no que diz respeito aos eventos de 1982-83 e 2006-07. Durante o episódio de 1982-83 foi no mês de janeiro de 1983 que se observou o seu pico de energia, sendo verificados nas simulações dos experimentos 2 e 4, referentes a esse mês, todos os sinais clássicos desse tipo de evento na atmosfera do Hemisfério Sul. Já no mês de janeiro de 2007 esses sinais não aparecem de forma clara nas simulações numéricas, pois esse já é um mês onde as águas Pacífico Equatorial estão começando a se resfriar. Fica evidente nessas simulações numéricas que esses efeitos clássicos fazem referência à fase de aquecimento das águas do Pacífico Equatorial, ficando bastante difusos e fracos na fase de resfriamento.

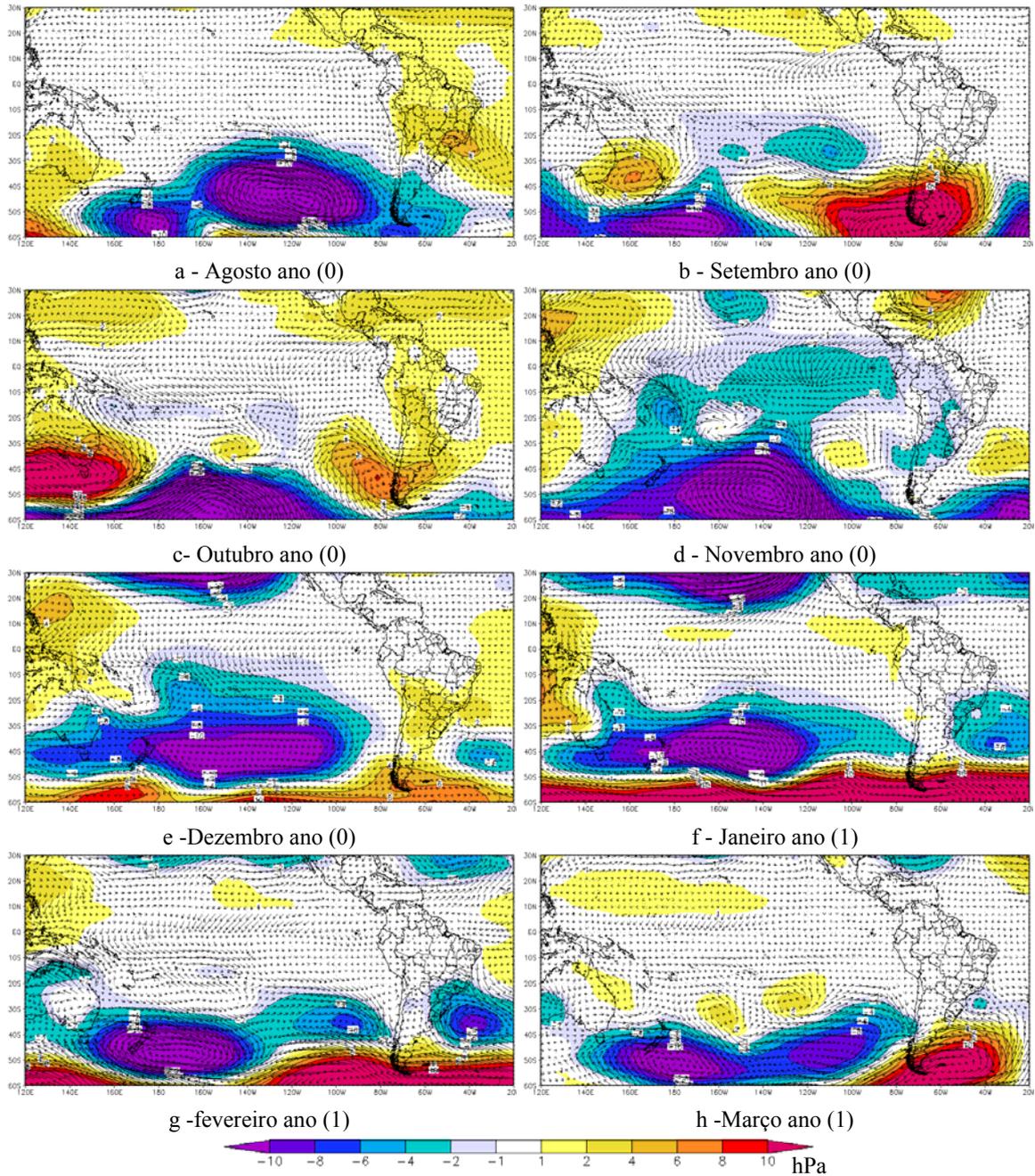


Figura 4.1.3.4. Evolução das anomalias do de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).

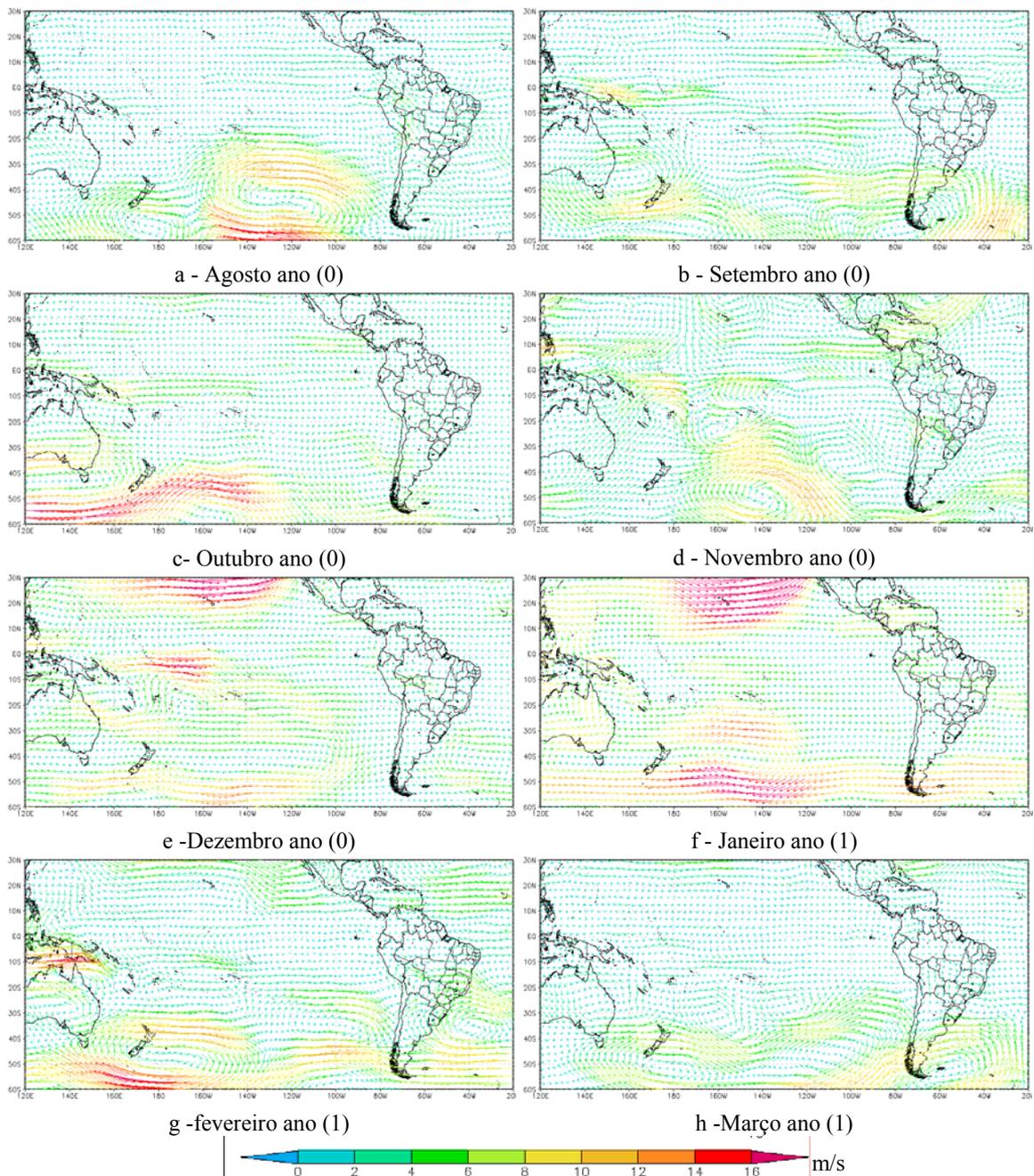


Figura 4.1.3.5. Evolução das anomalias do vento em 850 hPa (m/s), simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).

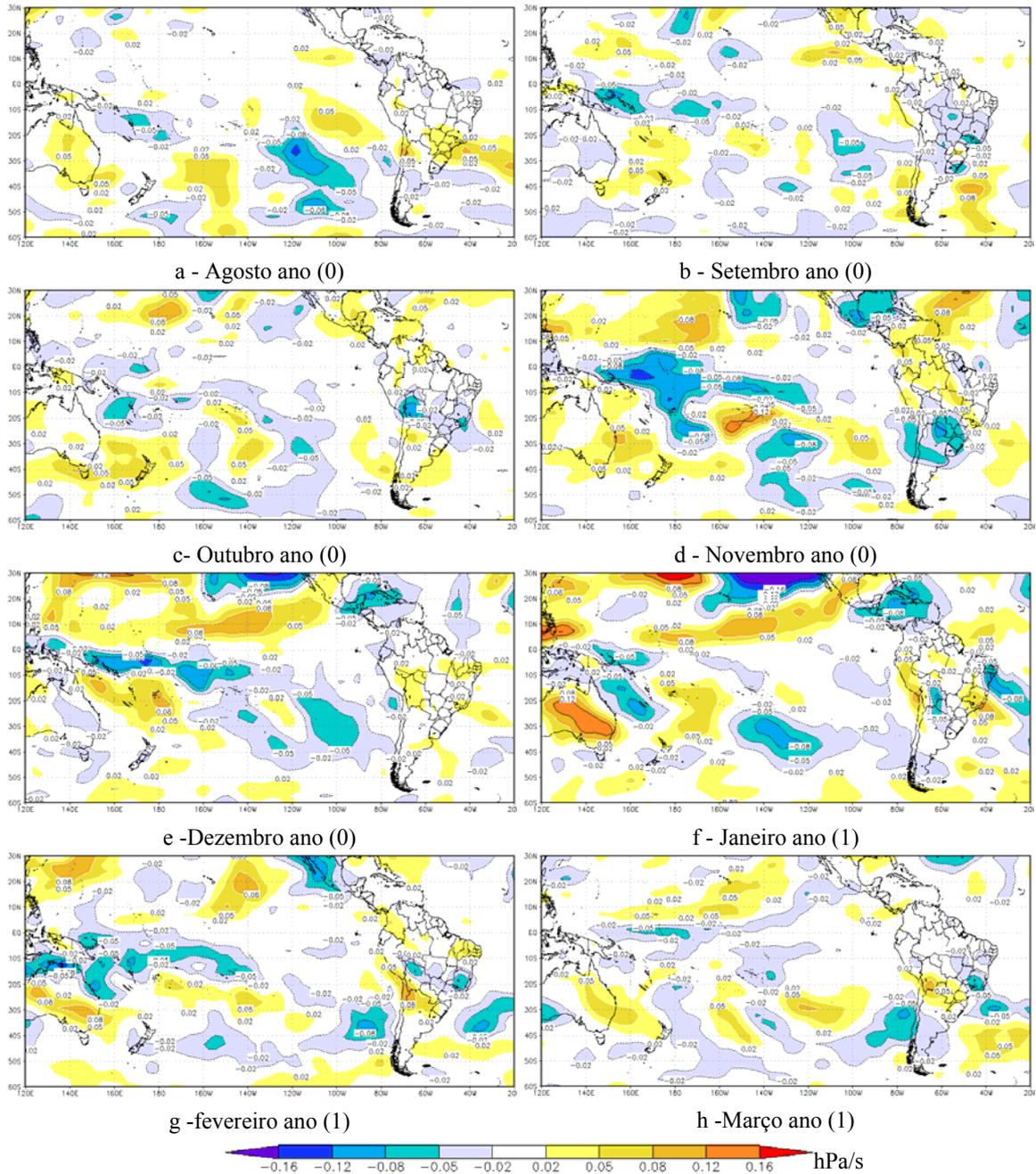


Figura 4.1.3.6. Evolução das anomalias de omega (hPa/s) em 500 hPa, simuladas numericamente com o CAM 2.02 no experimento 3, entre agosto do ano (0) até março do ano (1).

A partir da análise dos campos demonstrados nas figuras anteriores, podemos concluir que durante o mês de novembro do ano (0) é que foram verificados os sinais mais

fortes de teleconexão da América do Sul com o Pacífico Equatorial. Esse foi um mês onde as anomalias do Atlântico Sul na região da CBM ainda estavam pouco intensas e com uma pequena área de atuação. Nos meses de dezembro do ano (0) e janeiro do ano (1) os impactos do El Niño já foram menos percebidos na atmosfera da América do Sul, principalmente no mês de janeiro. Nesses meses as anomalias positivas da TSM na região da CBM foram mais significativas e mais abrangentes. Para complementar essas premissas, são mostradas nas figuras 4.1.3.7 a 4.1.3.9 as anomalias na precipitação observadas e simuladas no experimento 3 nos meses de novembro de 2006 a janeiro de 2007.

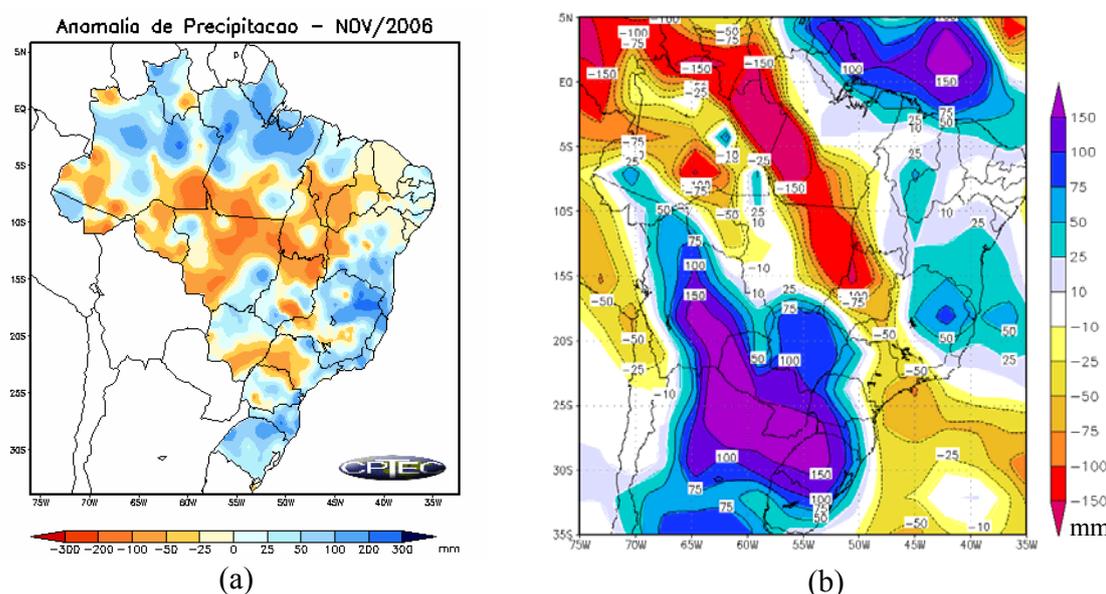


Figura 4.1.3.7. (a) Anomalia de precipitação observada em novembro de 2006 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de novembro do ano (0), equivalente a novembro de 2006.

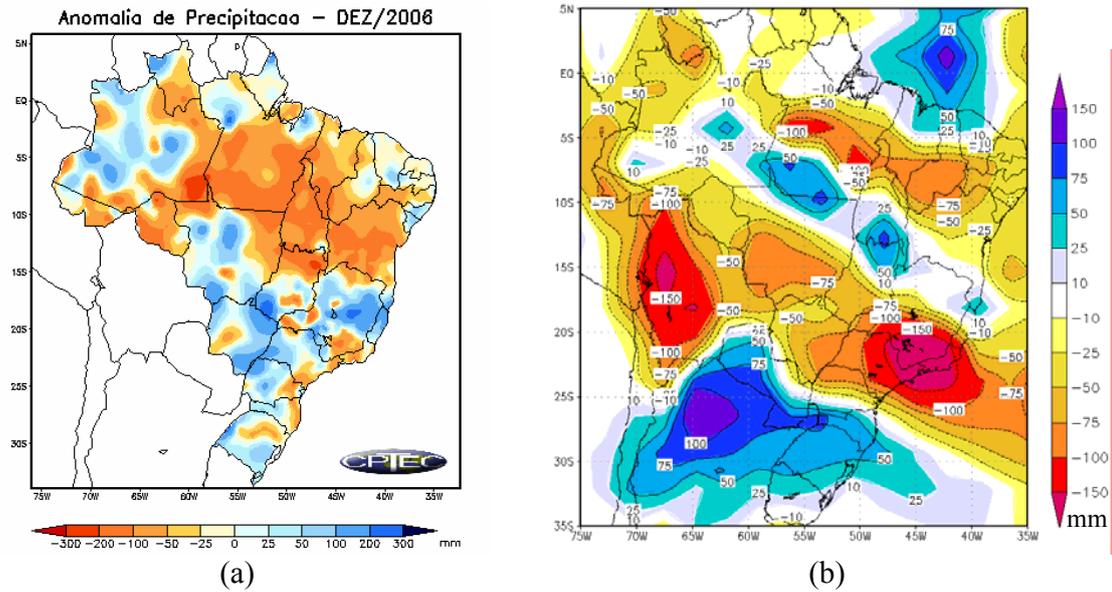


Figura 4.1.3.8. (a) Anomalia de precipitação observada em dezembro de 2006 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de dezembro do ano (0), equivalente a dezembro de 2006.

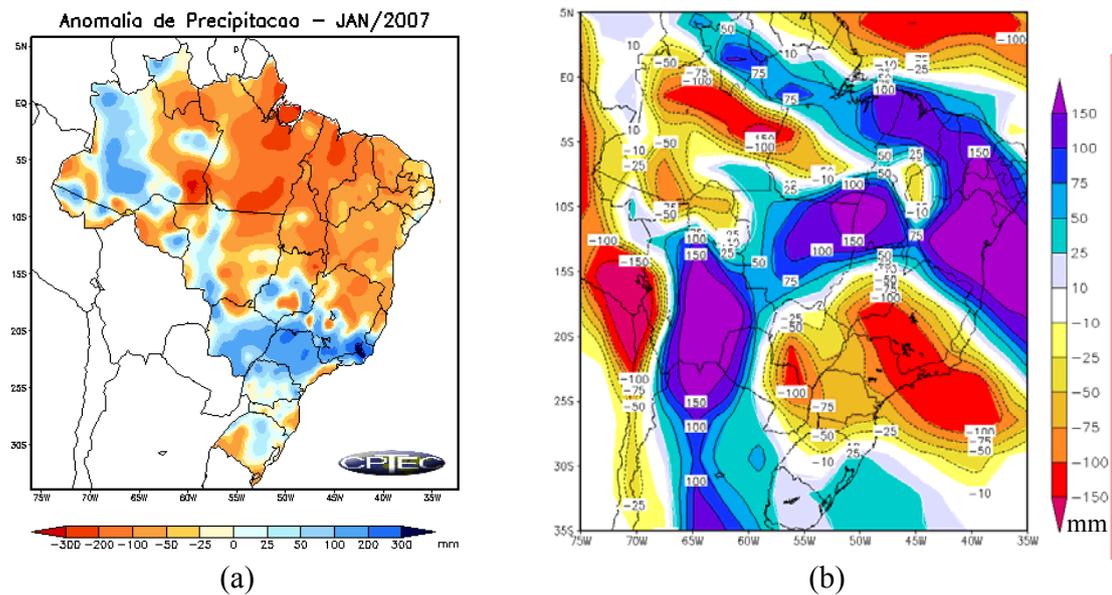


Figura 4.1.3.9. (a) Anomalia de precipitação observada em janeiro de 2007 (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) anomalia de precipitação simulada numericamente no experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 2007.

Observa-se na figura 4.1.3.7 que para o mês de novembro de 2006 o sinal das anomalias de precipitação foram coerentemente modelados no experimento 3, com as anomalias positivas da maior parte da região Sul, do centro-norte de Minas Gerais e do sul da Bahia sendo bem representadas, assim como as anomalias negativas de precipitação observadas na maior parte da região Centro-Oeste. Nas simulações para esse mês o sinal das anomalias de precipitação só se inverteu de forma mais significativa no leste de São Paulo, no sul do estado do Rio de Janeiro, no sudeste de Minas Gerais e no norte da região Norte. Considerando-se que esse foi o 15º mês de integração do modelo, esses resultados simulados de precipitação podem ser considerados coerentes com o observado. Esse fato já não aconteceu nos meses seguintes, como pode ser observado nas figuras 4.1.3.8 e 4.1.3.9, referentes aos meses de dezembro de 2006 e janeiro de 2007. No mês de dezembro a simulação só foi coerente em relação ao sinal das anomalias de precipitação nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina e em parte do norte das regiões Norte e Nordeste. Na área de maior interesse dessa seção do trabalho, que são as Regiões Sudeste e Centro-Oeste, observa-se que os resultados das simulações são inversos aos observados nessas regiões, ou seja, onde foram observadas anomalias positivas de precipitação os resultados da simulação apontaram para anomalias negativas.

Essa tendência de inversão do sinal das anomalias de precipitação se manteve nas simulações de janeiro de 2007 (figura 4.1.3.9), sendo que dessa vez a inversão ocorreu em praticamente todo o país.

Esses resultados encontrados nas simulações da precipitação vão de encontro com a idéia discutida anteriormente de que no mês de novembro o sinal do El-Niño foi bastante significativo na circulação atmosférica sobre a América do Sul, o que aparentemente não aconteceu nos meses seguintes.

Para tentar reproduzir as anomalias de precipitação observada nos meses de dezembro de 2006 e janeiro de 2007, principalmente em janeiro de 2007, foram adicionadas às anomalias positivas do Pacífico Equatorial as anomalias positivas do Atlântico Sul na região da CBM, conforme descrito na seção 3.2.5 desse documento, configurando assim o experimento 5.

Assim como na seção anterior, são agora demonstradas as anomalias da temperatura da superfície (figura 4.1.3.10), da pressão atmosférica reduzida ao nível do mar e do vento

em 1000 hPa (figura 4.1.3.11), do vento em 850 hPa (4.1.3.12) e de omega em 500 hPa (4.1.3.13) para os experimentos 3 e 5, com o objetivo de se ter uma melhor visualização das diferenças referentes a cada simulação. Inicialmente essas comparações foram feitas para o mês de dezembro do ano (0), e posteriormente para o mês de janeiro do ano (1), sendo que para esse último mês as análises são um pouco mais aprofundadas por este ser o período de motivação desse estudo.

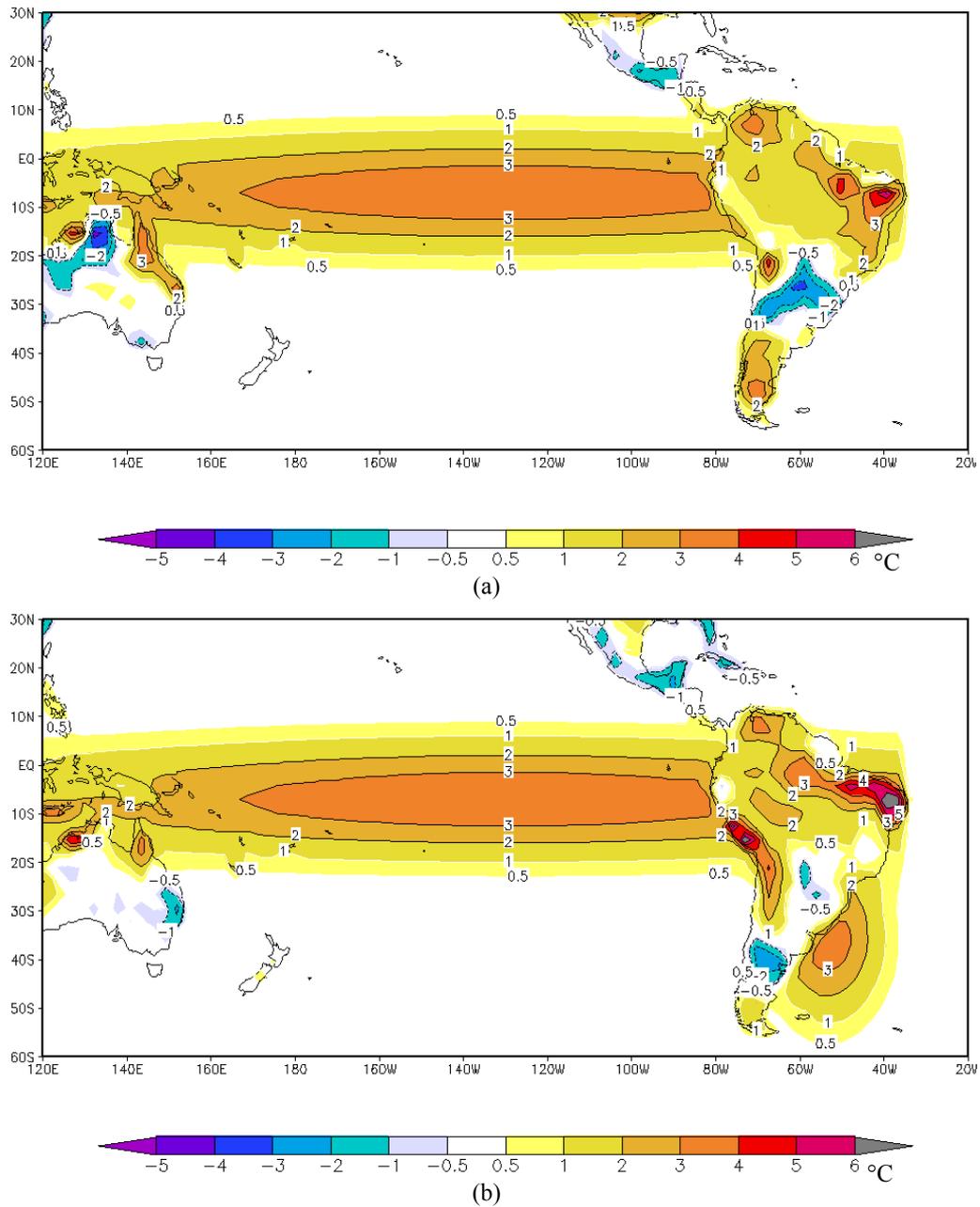


Figura 4.1.3.10. Anomalia da temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

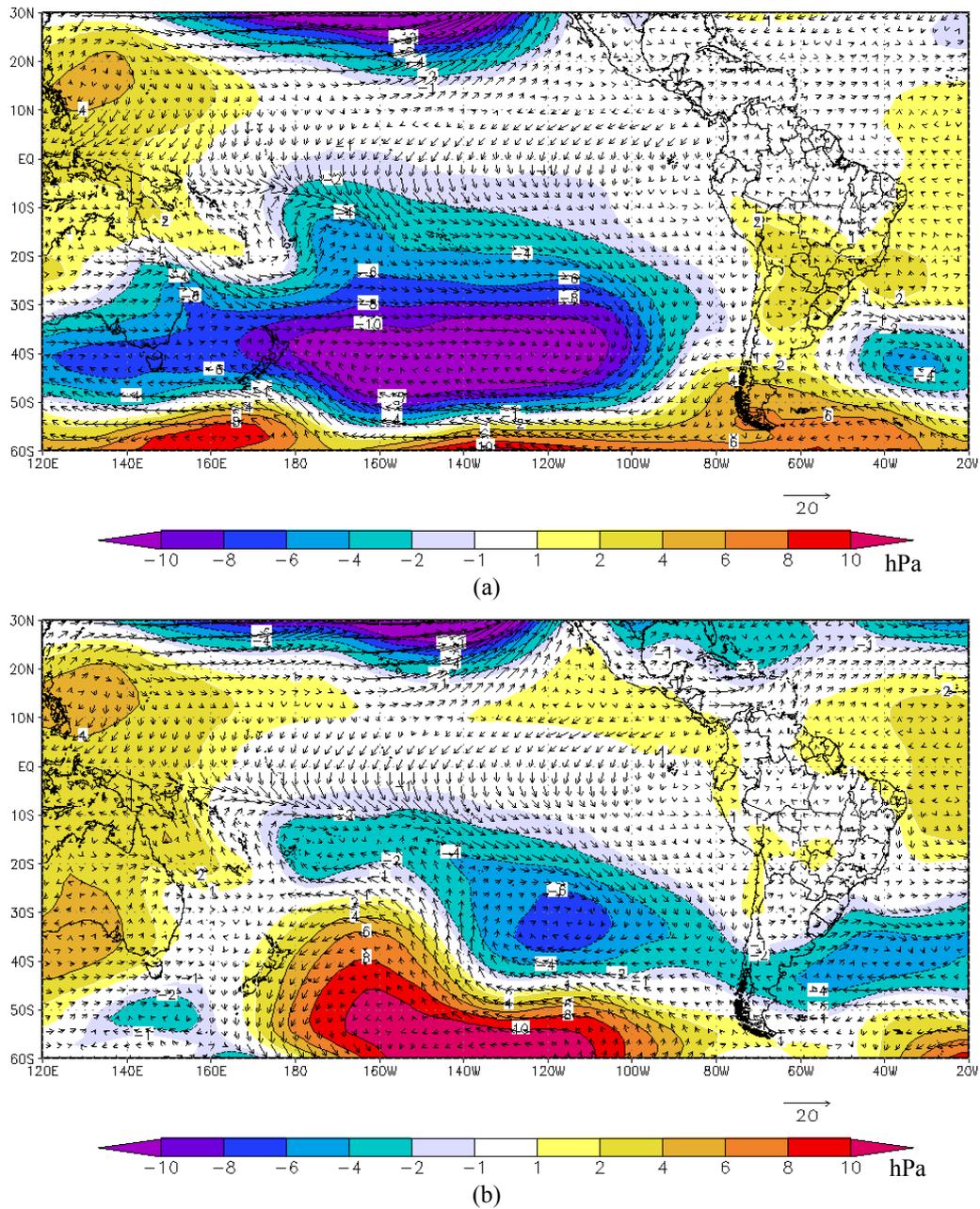


Figura 4.1.3.11. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simuladas numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

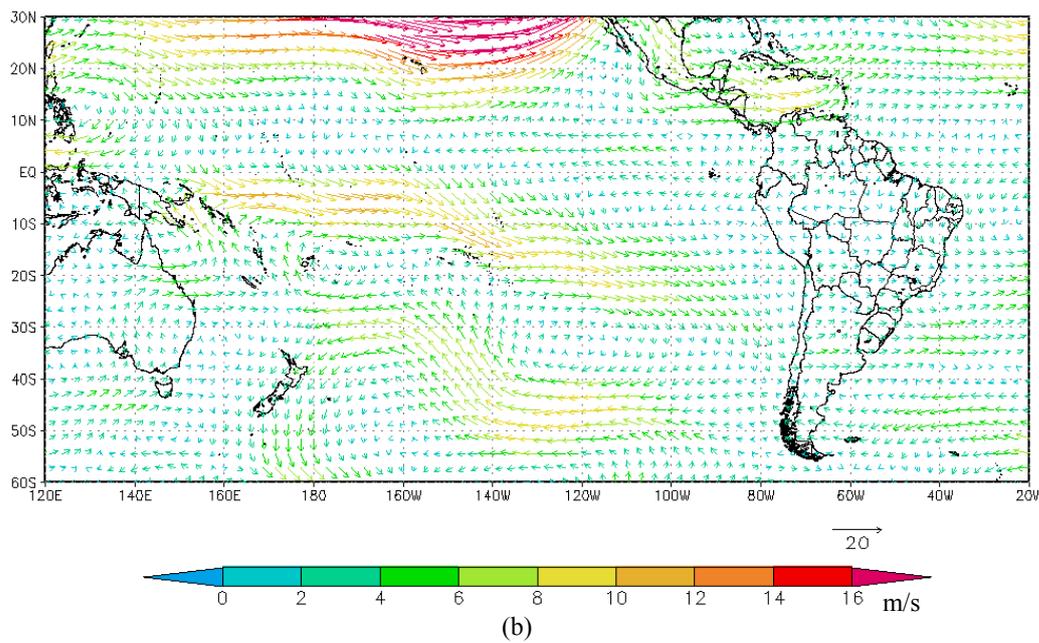
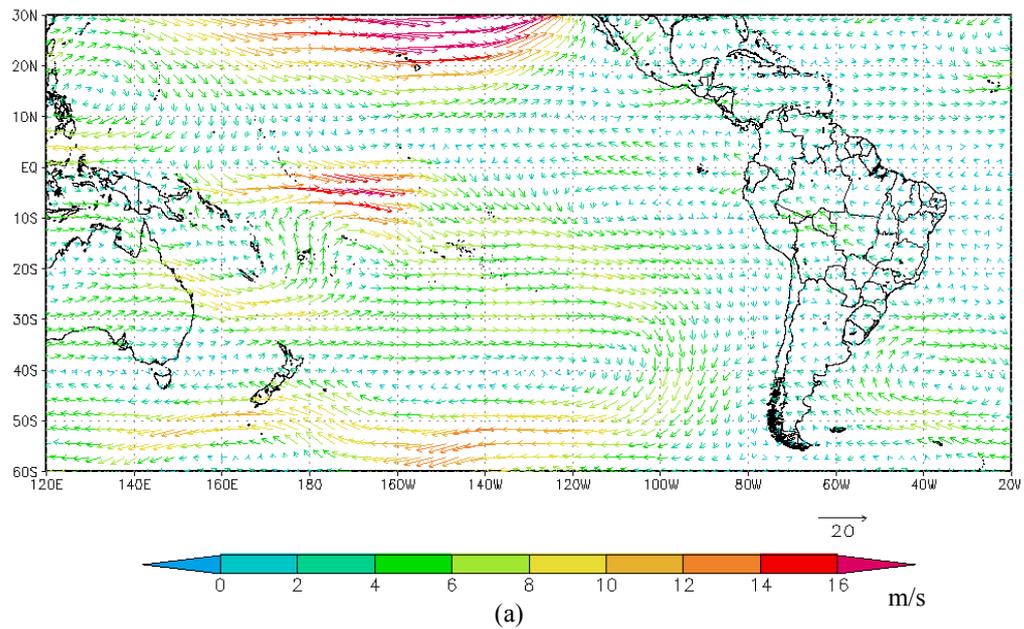


Figura 4.1.3.12. Anomalia vento em 850 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

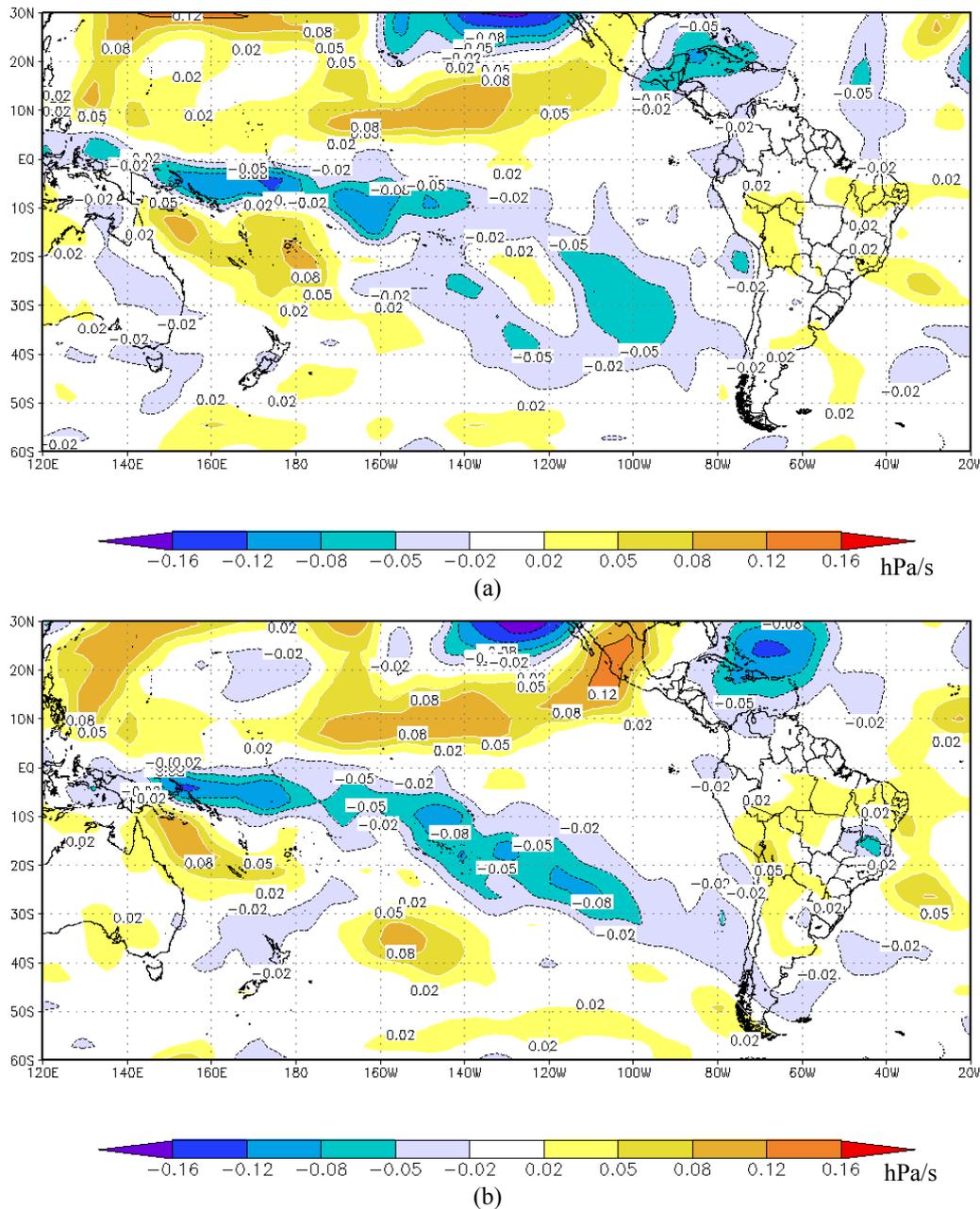


Figura 4.1.3.13. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de dezembro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

A inclusão das anomalias na TSM do Atlântico Sul modifica bastante o campo de pressão reduzida ao nível do mar em todo o centro-sul da América do Sul. Nessas regiões, onde se observaram no experimento 3, figura 4.1.3.11 (a), anomalias positivas na pressão ao nível do mar, passam no experimento 5, figura 4.1.3.11 (b), a apresentar anomalias

praticamente nulas de pressão. Observa-se no experimento 5, assim como o verificado no experimento 1, anomalias negativas na pressão reduzida ao nível do mar na região da CBM.

Nas anomalias do vento em 850 hPa, figura 4.1.3.12, verifica-se uma pequena diminuição, no experimento 5 (b) em relação ao experimento 3 (a), na intensidade dos campos anômalos de oeste observados no Pacífico Equatorial oeste. No Brasil a diferença mais relevante é a não presença, no experimento 5, das anomalias de sudeste, observadas no experimento 3, em grande parte da Região Centro-oeste. A presença dessas anomalias de sudeste no experimento 3 pode indicar uma diminuição no transporte de umidade feito pelo fluxo em 850 hPa da região Amazônica para a Região Sudeste do Brasil, comum nessa época do ano, e como já comentado anteriormente, fundamental, por exemplo, para a configuração da ZCAS.

Na figura 4.1.3.13, onde se podem observar as anomalias de omega em 500 hPa, percebe-se, no experimento 5 (b), duas regiões com anomalias negativas de omega, ou seja, com anomalias de ar ascendente, onde, no experimento 3 (a), elas não existiam ou eram ligeiramente positivas. Essas anomalias podem ser observadas com centro em 40°W 40°S e 41°W 19°S. Novamente essas anomalias estão associadas à anomalia na estrutura ondulatória no sentido meridional induzida pelas anomalias positivas na TSM da região da CBM. Essa estrutura ondulatória fica mais visível quando se faz a diferença entre os campos de omega e da vorticidade relativa entre os experimentos 5 e 3, como demonstrado na figura 4.1.3.14. Na análise desses campos, percebe-se que temos essa estrutura anômala bastante definida, com vorticidade negativa e movimentos ascendentes próxima à região da CBM, vorticidade positiva com movimentos descendentes sobre o Rio Grande do Sul e Santa Catarina, vorticidade novamente negativa e com movimentos ascendentes em Minas Gerais e vorticidade positiva com movimentos descendentes na Região Nordeste. Esse padrão está associado às anomalias na estrutura vertical da atmosfera induzidas pela presença de anomalias positivas da TSM na região da CBM, conforma descrito na primeira seção deste capítulo.

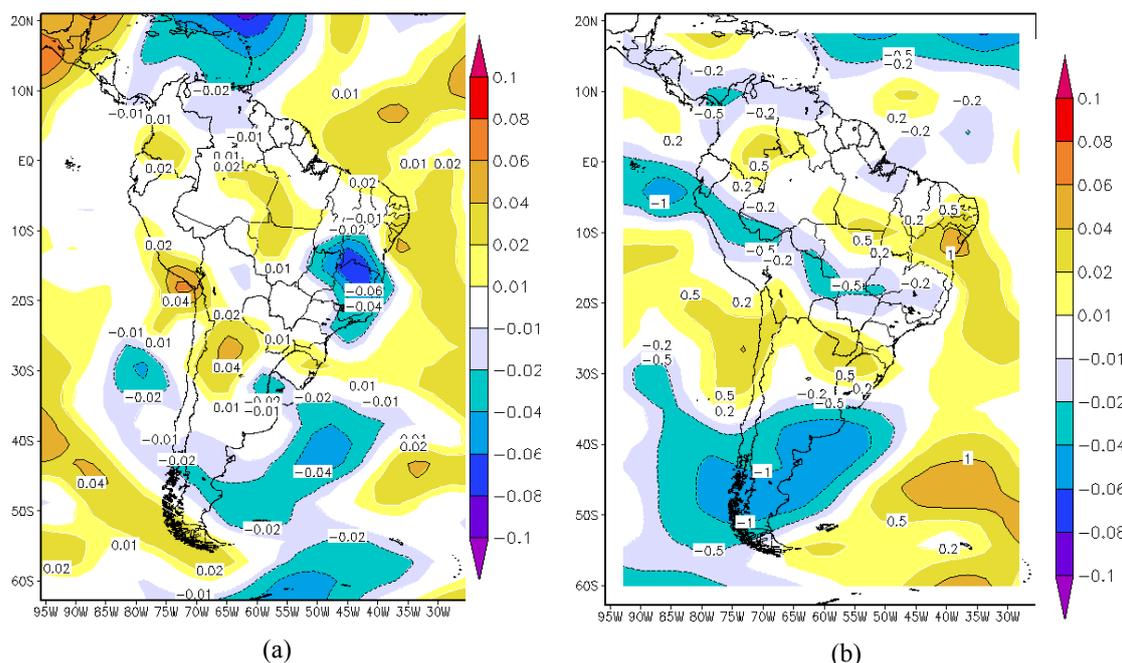


Figura 4.1.3.14- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de dezembro do ano (0) em 500 hPa: (a) omega em hPa/s e (b) vorticidade relativa em m/s.

Comparando agora os campos da circulação atmosférica modelados nos experimentos 3 e 5 com os campos observados no mês de dezembro de 2006, observamos que em baixos níveis as diferenças são bastante relevantes, como podemos observar nos campos de vento em 850 hPa (figura 4.1.3.15). Nessa figura estão os campos médios observados em dezembro de 2006 (a), modelados no experimento 3 (b) e no experimento 5 (c) para esse mesmo mês, ou seja, para o mês de dezembro do ano (0). Observando os campos representados nessa figura fica bastante notório que o escoamento em 850 hPa, importante no transporte de umidade da região Amazônica para a Região Sudeste, não foi corretamente simulado pelo experimento 3, principalmente o escoamento médio de noroeste que passa pela região Centro-Oeste do Brasil e flui até a região Sudeste. Nos resultados simulados no experimento 3, esse fluxo médio ficou de norte/nordeste, não exercendo nesse caso, o papel de transportador de umidade. Já no experimento 5 esse fluxo em 850 hPa foi bem representado pelo modelo, e teve um papel importante na ocorrência de precipitação sobre a região Sudeste, como pode ser observado nas figuras 4.1.3.16 e 4.1.3.17. Na figura 4.1.3.16 é apresentada a diferença da umidade específica integrada de



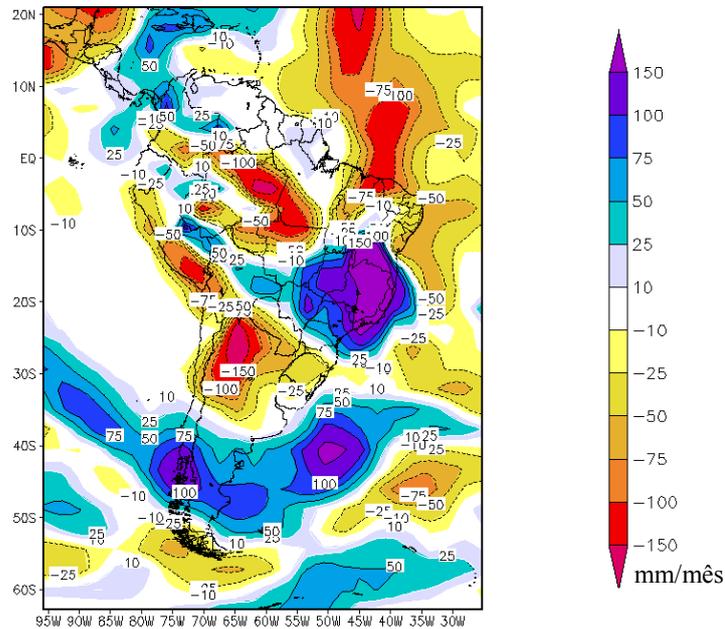


Figura 4.1.3.17. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de precipitação (mm/mês) no mês de dezembro do ano (0)

A diferença na umidade específica integrada entre 1000 e 500 hPa exprime bem a diferença que o transporte de umidade em 850 hPa entre esses dois experimentos acarretou em relação aos totais médios mensais de umidade absoluta. Ou seja, no experimento 5 observa-se uma quantidade muito maior de umidade do que no experimento 3 nas regiões Sudeste e Centro-Oeste, e muito menor na região Amazônica.

A diferença de precipitação entre os experimentos 5 e 3, figura 4.1.3.16, demonstra como esse transporte de umidade foi determinante para a distribuição espacial da precipitação. Observa-se um aumento considerável de precipitação na Região Sudeste, uma diminuição na região Sul, sendo que no caso da região Sul essa diminuição pode estar associada ao transporte de umidade e/ou a subsidência sobre essa região, induzida pelas anomalias na TSM da região da CBM. É observado também na diferença entre a precipitação média mensal desses dois experimentos uma diminuição na precipitação sobre a região Amazônica, fruto da umidade que, no experimento 3, ficou confinada nessa região e no experimento 5 foi advectada para as latitudes mais altas.

Como era de se esperar, a distribuição espacial da precipitação no experimento 5 ficou mais coerente com o observado no mês de dezembro de 2006 do que a precipitação simulada no experimento 3, como pode ser observado na figura 4.1.3.18.

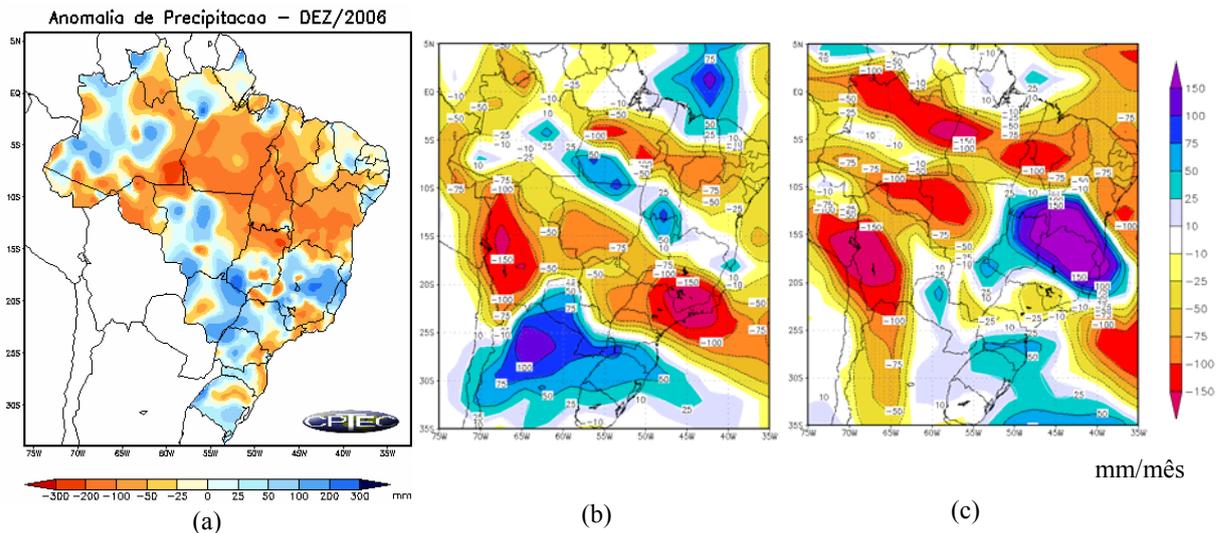


Figura 4.1.3.18- Anomalia de precipitação (mm/mês) (a) observada no mês de dezembro de 2006 (Fonte:CPTEC/INPE); (b) simulada no experimento 3 e (c) simulada no experimento 5 para o mês de dezembro do ano (0), equivalente a dezembro de 2006.

Quando se analisa as anomalias de precipitação observadas em dezembro de 2006 e simuladas nos experimentos 3 e 5, a diferença mais significativa ocorre nos estados do Mato Grosso do Sul, Goiás e Espírito Santo, no centro-norte de Minas Gerais e no sul da Bahia. Nessas regiões as simulações do experimento 3 indicavam anomalias negativas de precipitação, o oposto do que foi indicado nas simulações do experimento 5. Para todas essas regiões, exceto o sul da Bahia, as simulações do experimento 5 estão mais coerentes com as observações, sendo que mesmo para o leste de São Paulo, sudeste de Minas Gerais e Rio de Janeiro, onde as simulações do experimento 3 indicavam corretamente anomalias negativas de precipitação, esses valores foram bastante superestimados nesse experimento, o que também foi corrigido nas simulações do experimento 5.

Esses resultados demonstram que novamente as simulações incluindo as anomalias do Atlântico Sul, além das do Pacífico Equatorial, apresentaram resultados mais aderentes ao observado, principalmente pela melhor modelagem dos escoamentos em baixo nível e da

circulação vertical da atmosfera, lembrando que o mês de dezembro corresponde ao 15° mês de integração do modelo.

A seguir são apresentados os últimos resultados desse trabalho, que fazem alusão ao mês de janeiro de 2007, mês esse que foi um dos grandes motivadores desse estudo. Nas figuras a seguir são apresentadas para o mês de janeiro do ano (1), equivalente a janeiro de 2007, os campos simulados nos experimentos 3 (a) e 5 (b) das anomalias da temperatura da superfície (4.1.3.19), da pressão reduzida ao nível do mar e do vento em 1000 hPa (4.1.3.20), do vento em 850 hPa (4.1.3.21) e de omega em 500 hPa (4.1.3.22).

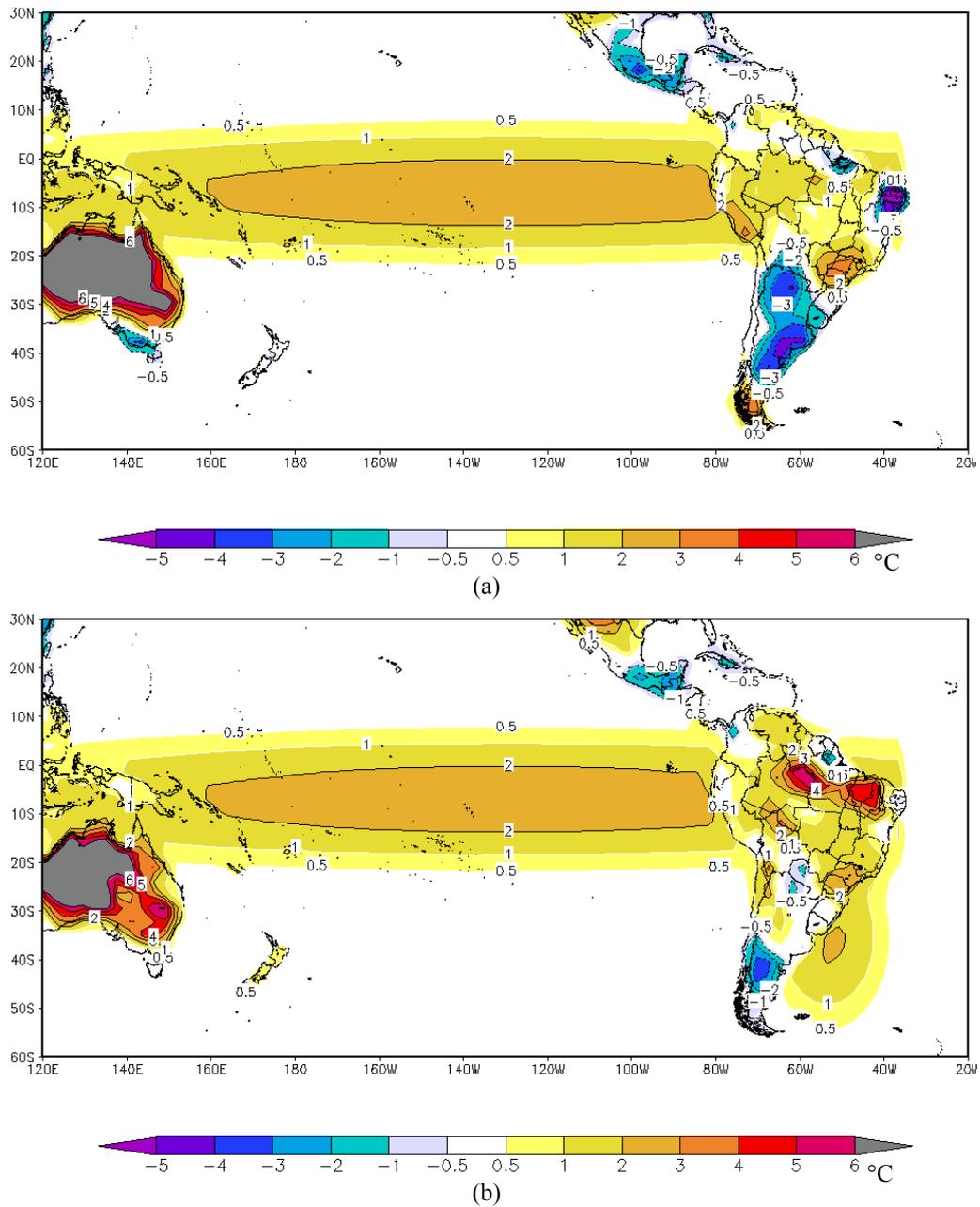


Figura 4.1.3.19. Anomalia da temperatura da superfície (°C) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

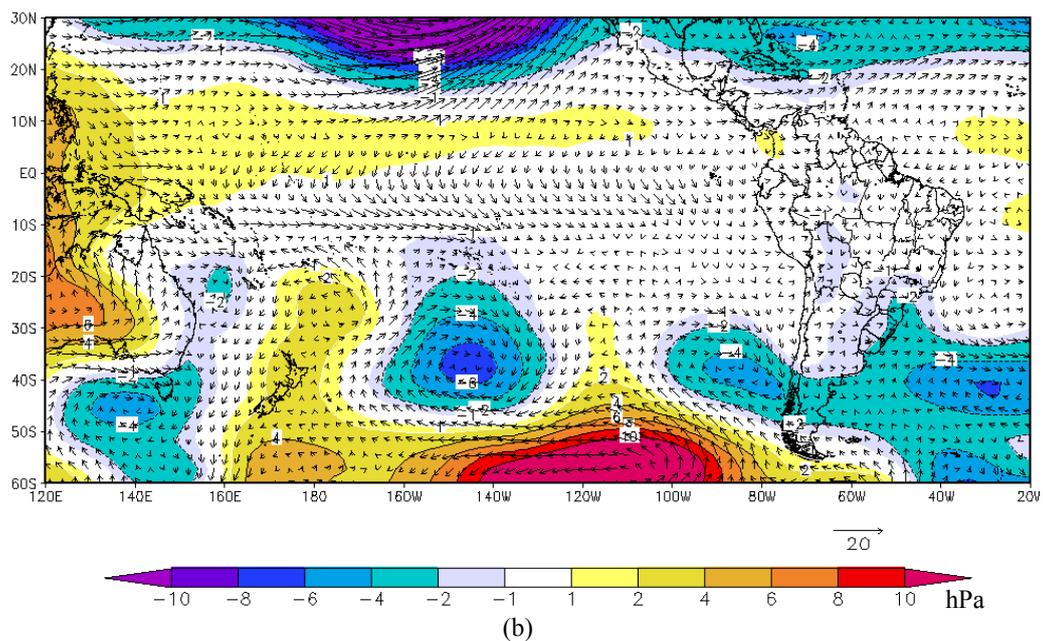
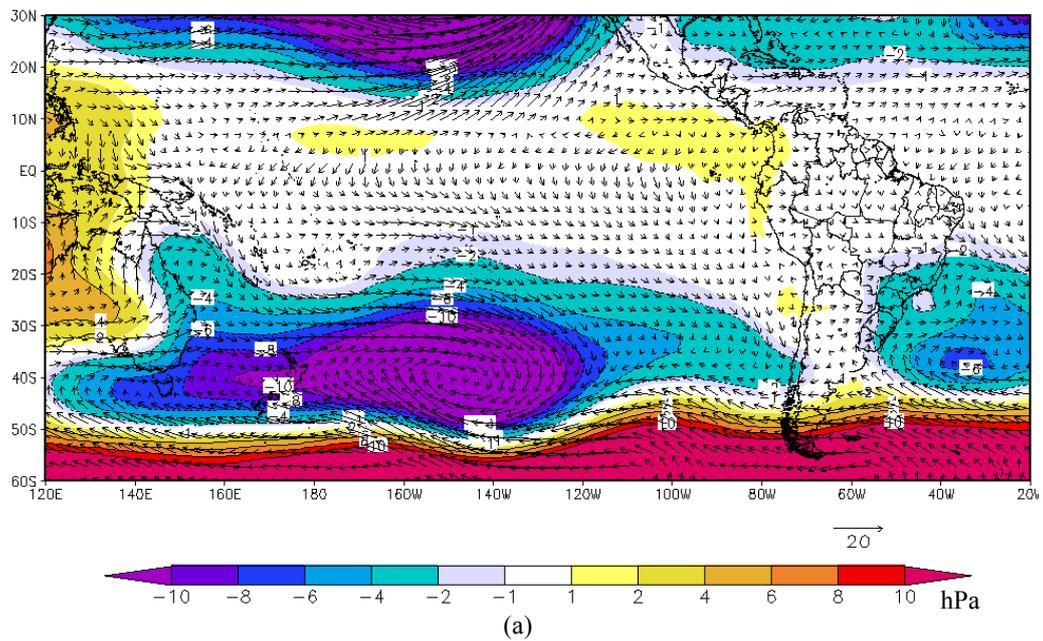


Figura 4.1.3.20. Anomalia da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (1) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

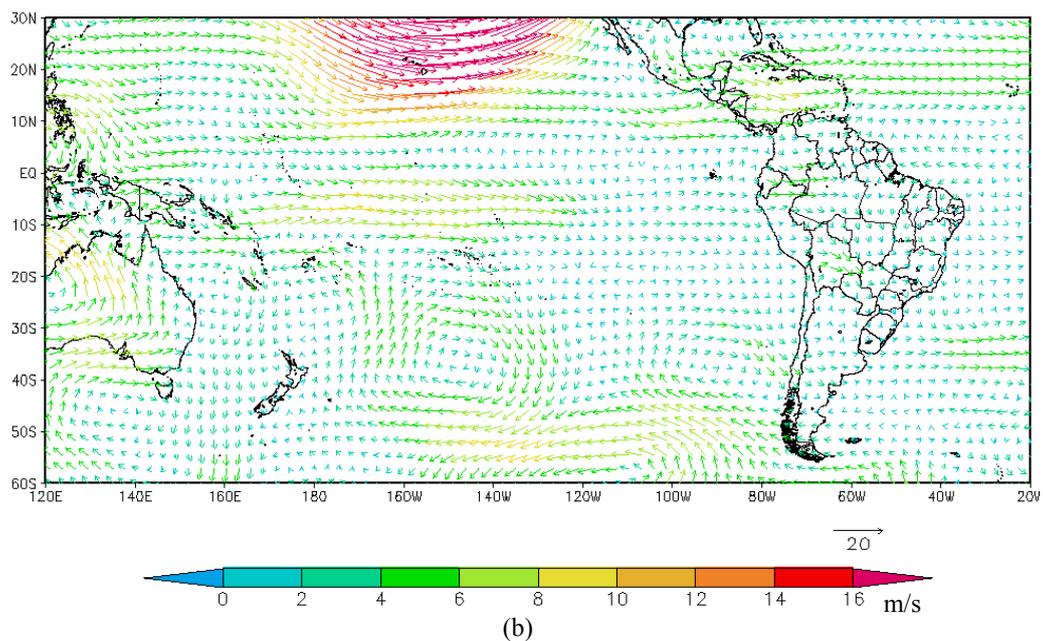
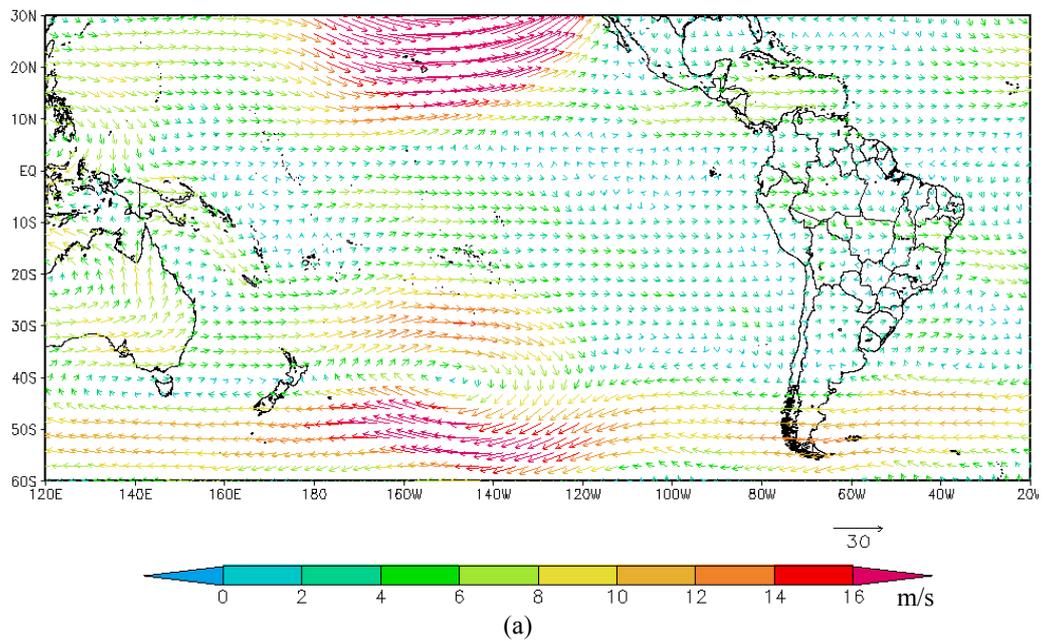


Figura 4.1.3.21. Anomalia vento em 800 hPa (m/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

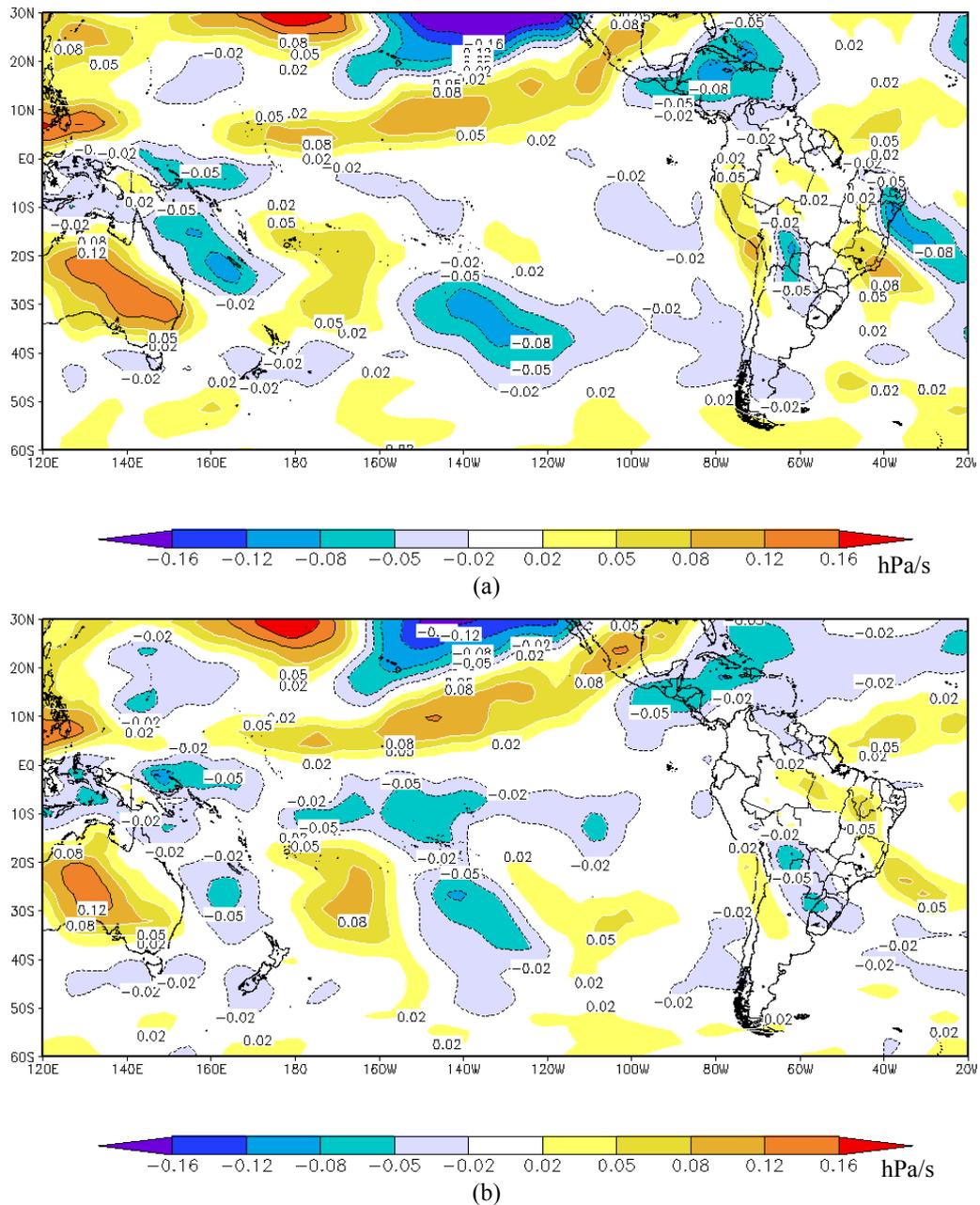


Figura 4.1.3.22. Anomalia omega em 500 hPa (hPa/s) simulada numericamente com o CAM 2.02 para o mês de janeiro do ano (0) no experimento 3 (a) e no experimento 5 (b).

Nos campos de pressão reduzida ao nível do mar e vento em 1000 hPa, figura 4.1.3.20, observa-se que, diferentemente nos casos anteriores, as anomalias mais significativas na pressão reduzida ao nível do mar no continente ocorreram no experimento 3 e não no experimento 5, onde as anomalias positivas da TSM do Atlântico Sul na região

da CBM geralmente induzem essas anomalias mais negativas na pressão. No entanto, assim como em todos os outros experimentos envolvendo as anomalias positivas da TSM na região da CBM, observam-se anomalias de pressão bastante negativas no Atlântico Sul em latitudes superiores a 40S, o que indica que a ocorrência de anomalia positiva da TSM na região da CBM permaneceu intensificando, também nesse experimento, os sistemas de baixa pressão migratórios que passaram próximos a ela.

Um fato importante a ser ressaltado, é que, diferentemente de todos os outros experimentos e períodos, nesse mês de janeiro do ano (1) do experimento 5, as anomalias na TSM do Atlântico Sul na região da CBM estão se desintensificando e não mais se intensificando, como foi o caso do mês de dezembro desse mesmo experimento, por exemplo. O mesmo está acontecendo com a TSM do Pacífico Equatorial, que atingiu o seu máximo em dezembro, e já está se desintensificando também. Essas duas situações nos remetem a uma combinação de efeitos diferentes dos observadas nos casos anteriores e que merecem uma análise mais complexa devido principalmente à característica não linear da atmosfera.

Mas assim como o ocorrido no mês de dezembro do ano (0), na análise das anomalias dos campos em 850 hPa de janeiro do ano (1) para os experimentos 3 e 5, figura 4.1.3.21, observamos uma diminuição de intensidade nas anomalias de oeste do pacífico equatorial no experimento 5 em relação ao experimento 3, e uma inversão das pequenas anomalias de sul/sudeste observadas no experimento 3 nas Regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, para anomalias um pouco mais intensas e de norte/noroeste. Novamente essa inversão de anomalias pode estar associada a um maior transporte de umidade da região Amazônica para a região Sudeste.

Nas anomalias de omega em 500 hPa, figura 4.1.3.22, observa-se que no experimento 5 essas anomalias voltaram a ter características clássicas de um evento El Niño, ou seja, com movimentos ascendentes na maior parte do Pacífico Equatorial, descendentes no Norte e no Nordeste do Brasil e novamente ascendentes na Região Sul. Esse comportamento é bastante distinto do ocorrido no experimento 3, onde se observa um movimento descende bastante intenso sobre a maior parte da região Sudeste, e movimentos ascendentes no leste da Região Nordeste.

Nas diferenças entre os experimentos 5 e 3 dos campos em 500 hPa de divergência horizontal, figura 4.1.3.23 (a) e vorticidade relativa, figura 4.1.3.23 (b), observa-se que existe uma coincidência entre eles na divergência e na vorticidade positiva na Bahia e na divergência e vorticidade negativa observadas no norte da região Nordeste. Na Região Sudeste observa-se valores mais significativos de anomalias negativas de vorticidade do que de divergência na diferença entre os dois experimentos, sendo que no caso da diferença da divergência as anomalias são realmente bastante insignificantes. No sul da Região Sul observa-se sinais díspares entre a vorticidade, que apresenta anomalias positivas, e a divergência que apresenta anomalias negativas. Pela análise desses campos percebe-se que as diferenças esperadas entre os experimentos 5 e 3, por conta da anomalia na estrutura vertical da atmosfera induzida pelas anomalias na TSM da região da CBM, não estão muito perceptíveis através desses campos de divergência e vorticidade.

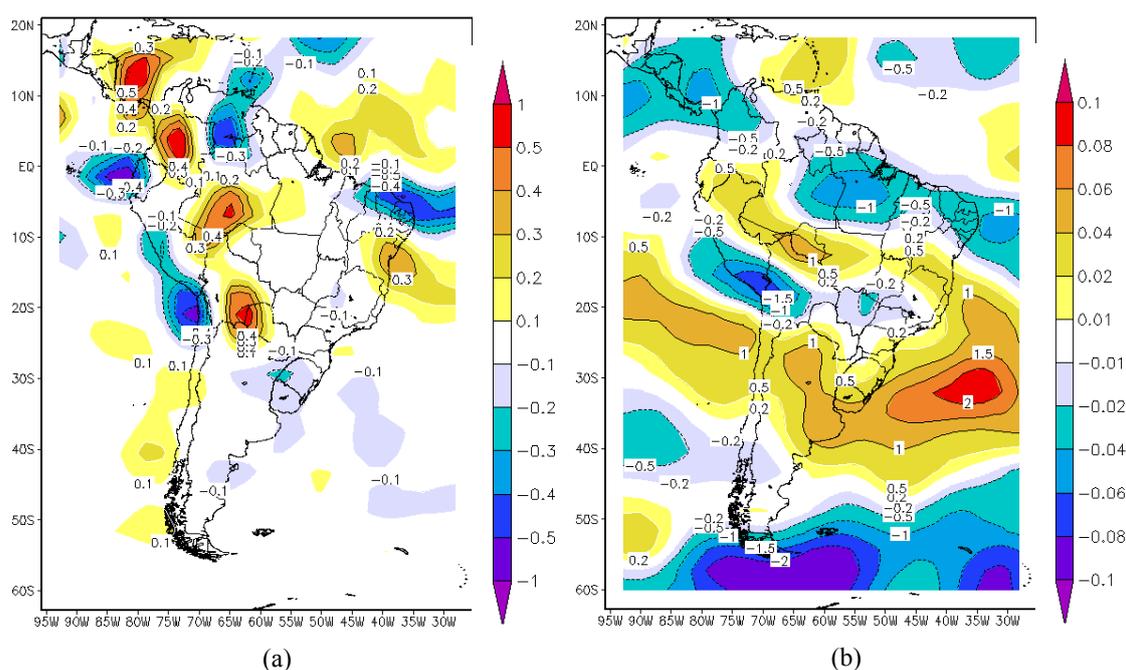


Figura 4.1.3.23- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) em 500 hPa: (a) divergência horizontal do vento ( $*10e5$ ) (m/s) e (b) vorticidade relativa em m/s.

No entanto, os movimentos ascendentes na região Sudeste e descendentes na região Nordeste, combinados com as anomalias negativas e positivas de vorticidade e divergência,

respectivamente, indicam que a diferença entre os experimentos 5 e 3 realmente ficou marcada por essa estrutura vertical dipolar. Essa estrutura pode ser observada com mais detalhes nas diferenças das anomalias de omega entre os experimentos 5 e 3 nos níveis de 850, 700, 500 e 200 hPa apresentados na figura 4.1.3.24. Observa-se na análise dessas anomalias de omega em 850 hPa (a) a presença novamente de uma anomalia na circulação vertical, nesse caso mais deslocada para o oceano, com movimentos ascendentes próximos a região da CBM, descendentes no sul da Região Sul, ascendentes no norte da região Sul e no sul da Região Sudeste e descendentes no oceano próximo ao litoral da região Nordeste. Essa estrutura ainda é bastante percebida em 700 hPa, figura 4.1.3.24 (b), sendo que nesse nível os movimentos ascendentes e descendentes são mais intensos e mais deslocados para o continente, com exceção do movimento descendente no sul da região Sul que enfraquece bastante. Nos níveis médios (c) e altos (d), percebe-se nitidamente a estrutura dipolar comentada anteriormente, que é a uma estrutura características de eventos El Niño muito intensos.

Destacando a diferença na estrutura vertical da atmosfera entre os experimentos 5 e 3 em níveis altos (200 hPa), é de se supor que na Região Nordeste, onde estão sendo verificados intensos movimentos descendentes, tenhamos também uma intensa convergência dos ventos, e que, ao contrário, na região Sudeste tenhamos em altos níveis uma divergência positiva significativa, devido a forte convergência próxima da superfície. Essas suposições se mostram verdadeiras na análise da diferença simulada entre os experimentos 5 e 3 dos campos de divergência em 850 hPa e em 200 hPa (figura 4.1.3.25). Para esse mês de janeiro do ano (1) começa a ficar nítido que os distúrbios atmosféricos mais importantes para a ocorrência de precipitação devem estar próximos da superfície e em altos níveis, ficando os níveis médios com papel secundário.

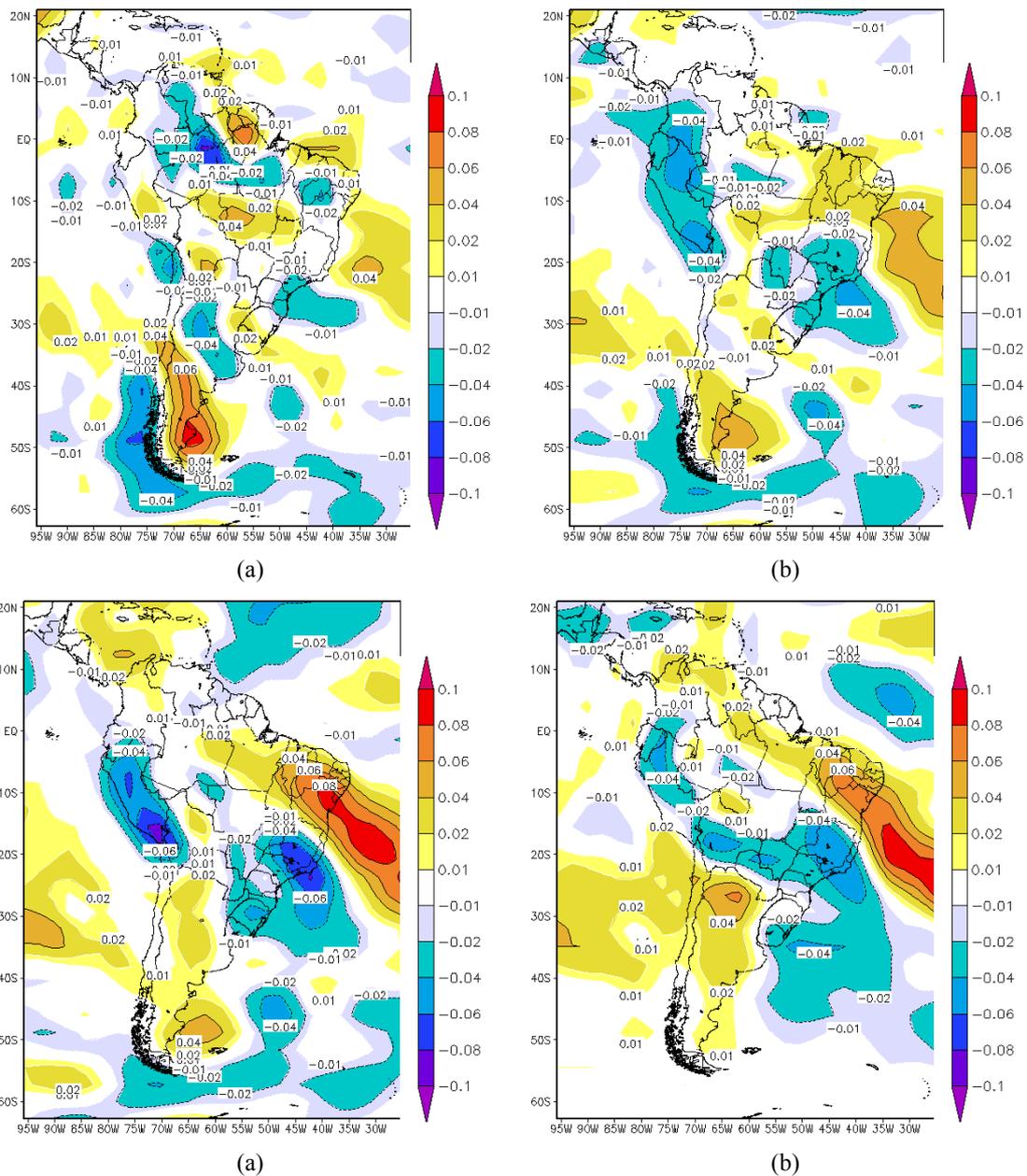


Figura 4.1.3.24- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) da variável omega em (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa e (d) 200 hPa.

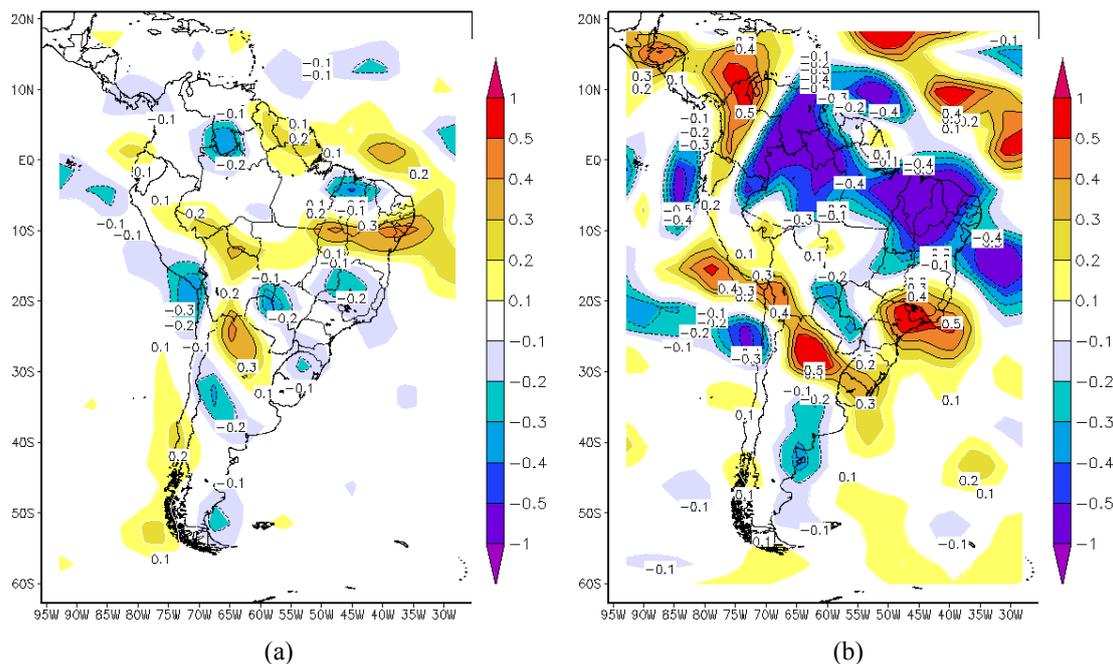


Figura 4.1.3.25- Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 para o mês de janeiro do ano (1) da divergência horizontal do vento ( $\cdot 10^5$ ) (m/s) em 850 hPa (a) e em 200 hPa (b).

Essa estrutura vertical observada na diferença entre os experimentos 5 e 3 em 200 hPa está associada a um aquecimento nesse nível da atmosfera na porção sul do continente, proveniente do transporte de calor de níveis mais baixos, e a um resfriamento no nordeste da Região Nordeste do Brasil, devido aos movimentos descendentes verificados nessa região. Esse comportamento das anomalias da temperatura na diferença entre esses experimentos pode ser observado na figura 4.1.3.26.

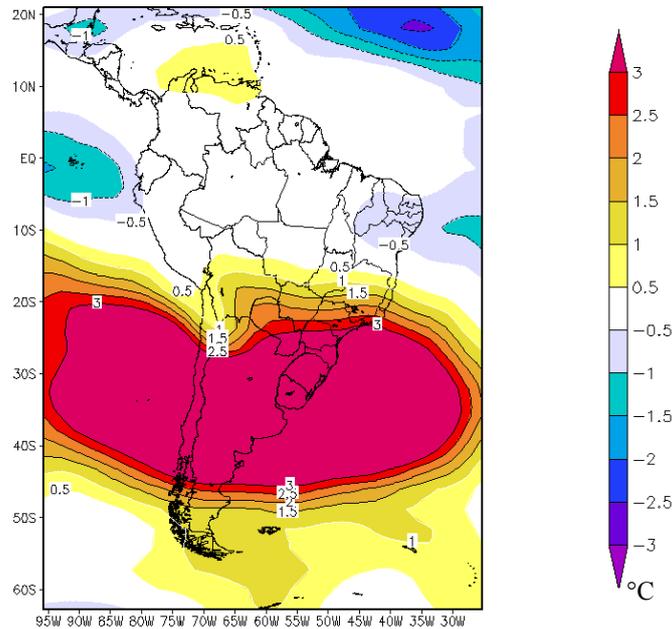


Figura 4.1.3.26. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de temperatura média ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 200 hPa no mês de janeiro do ano (1)

Para avaliar se após a inclusão das anomalias da TSM do Atlântico Sul os campos da circulação atmosférica resultantes das simulações do experimento 5 foram mais próximos do ocorrido em janeiro de 2007, analisaremos agora os campos observados (a), simulados nos experimentos 3 (b) e 5 (c) da pressão reduzida ao nível do mar e do vento em 1000 hPa (figura 4.1.3.27), do vento em 850 hPa (figura 4.1.3.28) e em 200 hPa (4.1.3.29). Foram escolhidos esses níveis para comparação por se tratarem, com base nas análises dessa seção, dos campos mais relevantes para a ocorrência de precipitação.

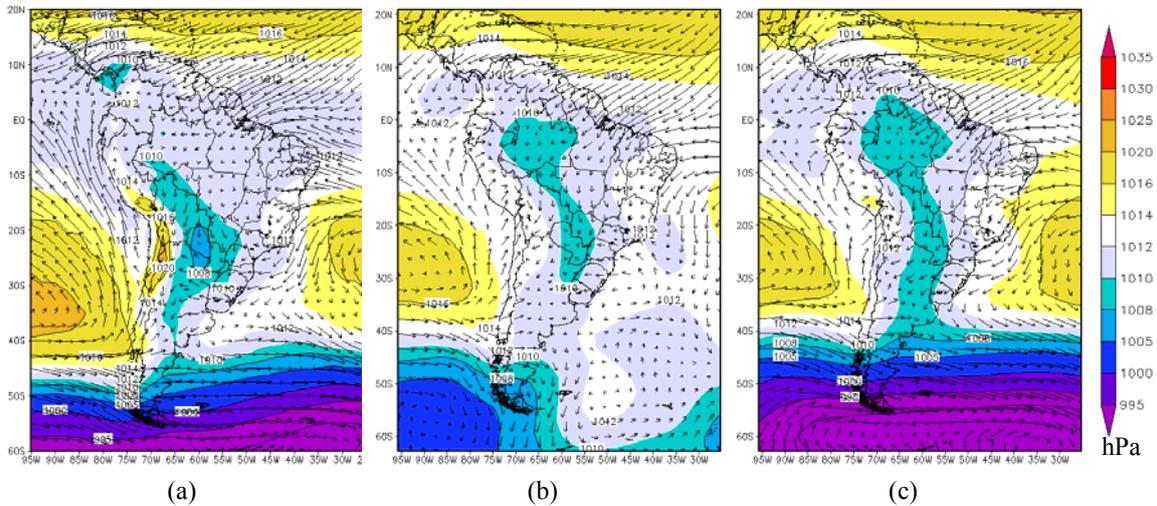


Figura 4.1.3.27 – Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e vento médio em 1000 hPa (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 para o mês de janeiro do ano (1).

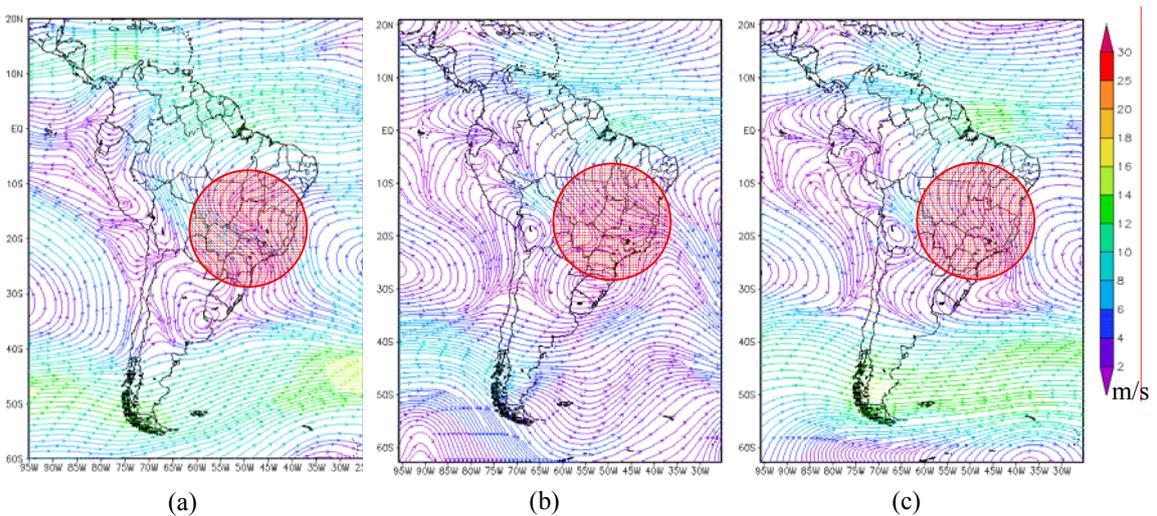


Figura 4.1.3.28 - Campo de vento médio em 850 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 no mês de janeiro do ano (1).

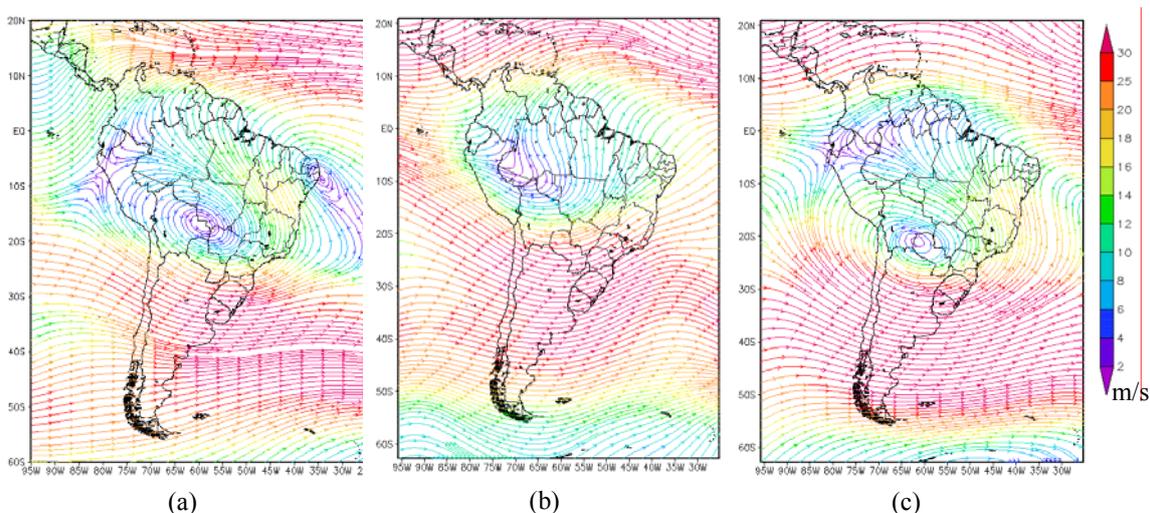


Figura 4.1.3.29 - Campo de vento médio em 200 hPa em m/s (a) observado no mês de janeiro de 2007; (b) simulado no experimento 3 e (c) simulado no experimento 5 no mês de janeiro do ano (1).

Analisando os campos da pressão reduzida ao nível do mar observada em janeiro de 2007 e simulados nos experimentos 3 e 5, para o equivalente ao mesmo mês, figura 4.1.3.27, observamos que no mês de janeiro de 2007 foi observado um intenso cinturão de baixas pressões no atlântico Sul em latitudes superiores a 40S, chegando a depressões da ordem de 995 hPa. Esse comportamento foi observado somente no experimento 5, indo novamente de encontro às observações realizadas ao longo desse estudo que apontam para uma intensificação nos sistemas de baixa pressão próximos a região da CBM quando lá são observadas anomalias positivas da TSM. Observa-se que, de uma maneira geral, a circulação em 1000 hPa e os campos de pressão reduzida ao nível do mar foram mais bem representados na simulação 5 do que na simulação 3, quando comparados com o observado em janeiro de 2007, inclusive no que diz respeito à representação dos sistemas de alta pressão.

Quando comparadas as simulações dos experimentos 3 e 5 dos campos de vento em 850 hPa como o observado em janeiro de 2007, figura 4.1.3.28, as diferenças são menos perceptíveis. Destaca-se a melhor representatividade no experimento 5 do sistema anticiclônica com centro em aproximadamente 25°W 25°S e do fluxo de noroeste nos estados do Paraná e São Paulo.

A diferença mais significativa entre os experimentos 3 e 5 e os campos observados ficou por conta da circulação média em 200 hPa, figura 4.1.3.28. No campo de vento médio observado nesse nível (a), nota-se a claramente a configuração da alta da Bolívia, com centro em aproximadamente 60°W e 18°S, e de um VCAN sobre o nordeste da Região Nordeste, com centro em 35°W 10°S. A presença desses dois sistemas na circulação média desse mês de janeiro indica que na maior parte do mês esses sistemas estiveram bem configurados e próximos dessas posições, o que favorece de forma significativa a configuração da ZCAS sobre a região Sudeste. Na realidade, nesse mês de janeiro de 2007 foram observadas duas configurações bastante intensas da ZCAS, principalmente sobre o norte do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais <sup>13</sup>, sendo esses eventos responsáveis pela grande quantidade de precipitação observada nessas regiões. Analisando então as figuras 4.1.3.29 (b) e (c), referentes, respectivamente, aos experimentos 3 e 5, é notável que a simulação da circulação atmosférica nesse nível feita no experimento 3 não capturou nem o sinal da alta da Bolívia nem do VCAN. Já as simulações do experimento 5 capturaram a posição média da alta da Bolívia em 60°W 20°S, bem próximo da observada, e um cavado se estendendo desde 25°W 15°S até o nordeste da Região Nordeste, reproduzindo assim as condições favoráveis para a configuração da ZCAS.

Essas diferenças na circulação horizontal e vertical da atmosfera ocasionaram a diferença de precipitação apresentada na figura 4.1.3.30, que é referente à diferença encontrada nas simulações dos 5 e 3. O que se observa são intensas anomalias positivas de precipitação nas Regiões Sul e Sudeste, no Mato Grosso do Sul e no sul de Goiás e intensas anomalias negativas na região Nordeste e em parte da região Nordeste.

---

<sup>13</sup> Fonte: CPTEC/INPE - Climanálise de janeiro de 2007.  
<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/index0107.shtml>

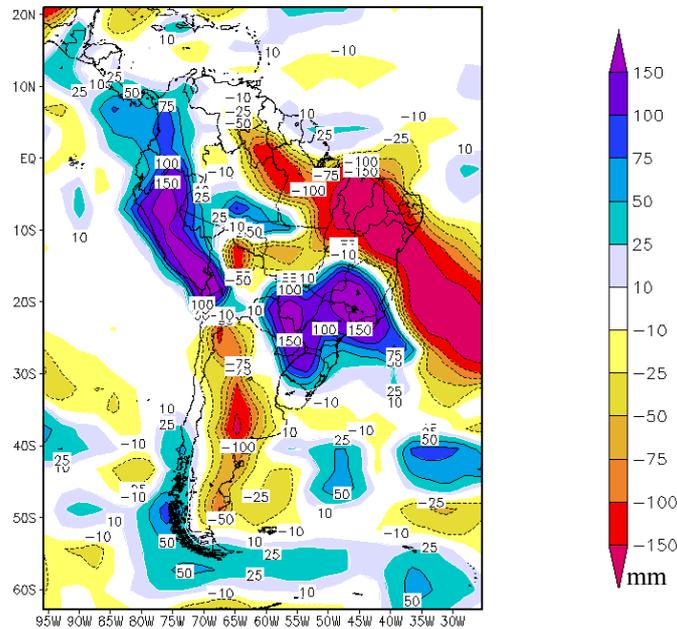


Figura 4.1.3.30. Diferença entre os campos modelados do experimento 5 e do experimento 3 na anomalia de precipitação (mm/mês) no mês de janeiro do ano (1)

É notável que as simulações da precipitação total mensal do experimento 5, figura 4.1.3.31 (c), ficaram muito mais aderentes ao observado no mês de janeiro de 2007, figura 4.1.3.31 (a), do que as simulações realizadas no experimento 3, figura 4.1.3.1 (b), sendo que neste último experimento, que não levou em consideração as anomalias da TSM do Atlântico Sul, verificamos uma inversão no sinal das anomalias de precipitação sobre a maior parte do Brasil. As anomalias previstas da precipitação no experimento 5 estão de acordo com o sinal observado na maior parte da região Sul, no sul da região Centro-Oeste e na maior parte da região Sudeste, exceto no norte de Minas Gerais. No norte da região Nordeste e na maior parte da região Norte o sinal das anomalias da precipitação também foi corretamente capturado. Cabe ainda ressaltar que na área de contribuição da bacia do rio Paraná até a UHE Jupiá as simulações foram coerentes não só no sinal das anomalias como também na sua intensidade.

Essa diferença observada nas simulações das anomalias da precipitação entre os experimentos 3 e 5 novamente nos reporta a importância de se estudar os impactos das anomalias da TSM do Atlântico Sul na região da CBM, em associação ou não a outros eventos climáticos. Cabe destacar que nesse caso, a energia emitida por esse evento EL



ANOMALIA da TSM na CBM (°C) x Vazão Natural a UHE Jupia(%)

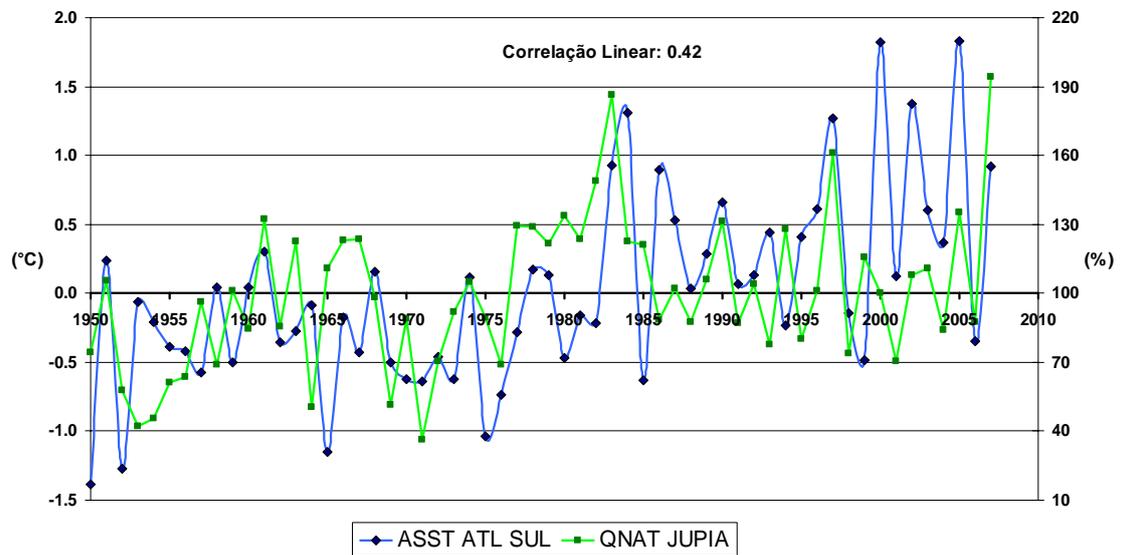


Figura 4.1.3.32- Evolução temporal das anomalias mensais médias da TSM do Atlântico Sul na região da CBM, em °C, e da vazão natural média mensal observada na UHE Jupia, em % da média (Fonte: ONS).

## 5. Conclusões e recomendações

Os resultados deste trabalho reforçam a influência remota, já conhecida, que as anomalias positivas da TSM do Pacífico Equatorial exercem sobre a circulação atmosférica na América do Sul, e, conseqüentemente, sobre o regime hidrometeorológico do Brasil. Eles apontam também para uma teleconexão, ainda pouco explorada, entre as anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical na região da CBM e o regime de hidrometeorológico das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e de parte da região Nordeste do Brasil.

O caráter deste estudo foi essencialmente numérico, sendo realizados cinco experimentos distintos com a utilização do MCGA CAM 2.02, cada um resultando em conclusões particulares.

No experimento 1, foi realizada uma simulação onde somente as anomalias da TSM do Atlântico Sul na região da CBM foi levada em consideração, tendo como base o observado no mês de fevereiro de 2005, onde foram verificadas anomalias bastante negativas, tanto na precipitação quanto na vazão, das bacias hidrográficas da região Sul. Nesse experimento, as anomalias na TSM do Atlântico Sul foram geradas numericamente. Os resultados desse experimento demonstraram que as anomalias da TSM na região da CBM exerceram um papel importante nesse episódio, pois, após a análise sinótica de vários campos médios simulados e observados, verificou-se que, com a observação das anomalias positivas da TSM na região da CBM, os sistemas de baixa pressão transientes que passam por perto dessa região se intensificam. Esse fato acaba ocasionando anomalias de ar ascendentes no Atlântico Sul, que geram uma outra anomalia descendente sobre a Região Sul do Brasil, que força o aparecimento de mais uma anomalia ascendente sobre a Região Sudeste e de outra descendente sobre a Região Nordeste. Essa alteração no padrão ondulatório da circulação vertical da atmosfera leva a uma diminuição da precipitação na região Sul do Brasil, devido à presença dessa anomalia de ar subsidente, e a um favorecimento das condições para a formação da ZCAS sobre o norte da Região Sudeste. Esse esquema de anomalia na estrutura vertical da atmosfera pode variar de acordo com a época do ano, com a intensidade e a persistência das anomalias da TSM e com a presença de forçantes de larga escala, como é o caso, por exemplo, da configuração de fenômenos do tipo ENOS.

Os demais experimentos foram motivados pelas duas maiores cheias já observadas na bacia do rio Paraná, que ocorreram nos verões dos anos de 1983 e 2007. O foco principal foi o mês de janeiro desses anos, pois esse mês foi fundamental na observação dessas cheias.

No experimento 2, a simulação numérica teve o objetivo de reproduzir o episódio do El Niño de 1982-83 utilizando anomalias numéricas da TSM, e avaliar se as anomalias da precipitação, principalmente na região Sudeste, conseguiam ser reproduzidas. Nesse experimento, alguns efeitos clássicos de um evento EL Niño bastante intenso conseguiram ser bem reproduzidos, principalmente em relação ao IOS, o deslocamento da célula de Walker e ao enfraquecimento do ASMAS. As anomalias de precipitação durante alguns meses da fase de aquecimento do El Niño também foram bem reproduzidos, como foi o caso de outubro de 1982. No entanto, as anomalias do mês de janeiro de 1983, que eram o principal objeto do estudo, não foram corretamente reproduzidas.

O experimento 4 foi realizado para tentar corrigir as simulações do experimento 2, sendo que, nesse experimento, foram incluídas, além das anomalias positivas na TSM do Pacífico Equatorial, as anomalias positivas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, como o que foi observado em janeiro de 1983. Nesse experimento, as anomalias da precipitação sobre a maior parte do Brasil, exceto a região Nordeste, foram mais bem representadas. Tal fato se deveu a melhor simulação no experimento 4 do que no experimento 2 da circulação atmosférica em níveis médios, quando comparadas com as observadas nas reanálises do NCEP .

O experimento 3 teve um objetivo muito semelhante ao do experimento 2, que foi o de verificar se somente com as condições de anomalias positivas da TSM do Pacífico Equatorial, geradas numericamente, poderia se reproduzir as condições favoráveis a ocorrência da precipitação observada em janeiro de 2007 na bacia do rio Paraná, quando foi verificada a segunda maior cheia do histórico (a primeira foi justamente em janeiro de 1983). É importante ressaltar que esse El Niño de 2006-07 foi muito mais fraco e mais rápido do que o de 1982-83. Novamente, nesse experimento algumas características clássicas dos impactos do El Niño no Hemisfério Sul foram bem reproduzidas, no entanto, com sinais mais fracos do que os verificados no evento de 1982-83. Nesse experimento, a precipitação de janeiro de 2007 continuou sendo mal representada nas simulações

numéricas. Nesse caso, a precipitação no mês de novembro de 2006, quando o sinal do El Niño foi mais significativo sobre o Brasil, conseguiu ser representada nas simulações numéricas.

O experimento 5, assim como o experimento 4, foi feito para corrigir as simulações feitas no experimento 3. No experimento 5, foram adicionadas, às anomalias do Pacífico Equatorial, as anomalias positivas do Atlântico Sul na região da CBM, assim como ocorreu, principalmente nos meses de dezembro de 2006 e janeiro de 2007. Novamente, com a inclusão das anomalias do Atlântico Sul, as simulações conseguiram capturar de forma correta as anomalias da precipitação ocorridas na maior parte do Brasil, tanto no mês de dezembro de 2006, como no mês de janeiro de 2007. Tal fato se deveu a, no experimento 5, a circulação atmosférica, nos níveis onde ocorreram os distúrbios mais relevantes para a formação de precipitação, ter sido corretamente modelada.

Os resultados de todos esses experimentos demonstraram, como ocorrem algumas teleconexões, juntas ou separadas, entre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sul no regime hidrometeorológico das bacias das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

A maior parte das simulações conseguiu capturar as anomalias da circulação atmosférica e da precipitação no 6º mês de integração, no experimento 1, e entre o 13º e o 17º mês de integração, no caso dos experimentos 2 a 5. Isso indica que é possível realizar previsões climáticas de longo prazo para as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, mesmo utilizando-se anomalias da TSM geradas através de funções analíticas. O importante nessas simulações é capturar as principais modificações no estado médio da atmosfera que têm relação com a ocorrência de precipitação. Para isso, talvez isolar as anomalias dos oceanos somente com aquelas notadamente relevantes para essas alterações na atmosfera, e extrapolar o valor dessas anomalias para forçar mais a atmosfera, seja uma boa abordagem. No entanto, mesmo que essa abordagem mostre-se promissora, é importante investir no conhecimento dos mecanismos que dão origem a essas anomalias da TSM, tanto do Pacífico Equatorial quanto do Atlântico Sul, para que se possam ter previsões mais confiáveis dessas grandezas, e conseqüentemente, melhores previsões climáticas. Esse conhecimento só poderá ser obtido através do investimento na modelagem acoplada oceano-atmosfera.

No caso da região Nordeste, que notadamente é influenciada pelas alterações na TSM do oceano Atlântico Tropical, os experimentos realizados neste trabalho não demonstraram bons resultados em relação à previsão de precipitação. Para tal é importante, por exemplo, a realização de estudos similares a esse contemplando, além das anomalias positivas da TSM do Pacífico Equatorial em condições de El Niño, aquelas referentes ao oceano Atlântico Tropical.

Sugere-se também a realização desse tipo de estudo para outros eventos do tipo El Niño ou La Niña que possam estar relacionados com anomalias da TSM do Atlântico Sul ou de outros locais que se mostrem influentes na circulação da América do Sul.

Outro fato importante a ser destacado neste trabalho foi a coerência encontrada nos resultados das simulações numéricas realizadas com o modelo CAM 2.02, após a inclusão das anomalias na TSM dos Oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Sul extratropical, na representação dos processos físicos e dinâmicos da atmosfera e de suas interações, indicando que a escolha desse modelo para a realização do estudo foi bem sucedida.

## 6 . Bibliografia

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. *Mon, Wea Rev.*, vol. 116, p. 505-524.
- AchutaRao, K., Sperber, K. R. and CMIP Modelling Groups, 2000: Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project, PCMDI Report No. 61, 43 pp.
- Ambrizzi, T.; Souza, E. B.; Pulwarty, R. S., 2004: The Hadley and walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: *The Hadley Circulation: present, past and future*, Diaz H.F. and Bradley R.S. (Eds.). Kluwer Publishers, Chapter 7, p. 203-235.
- Assad, L. P. F., 2006: Influência do campo de vento anômalo tipo ENSO na dinâmica do Atlântico Sul. Tese de Doutorado – Engenharia Civil / COPPE/ UFRJ, 222 pp.
- Barros, V. R.; Grimm, A. M. and Doyle, M. E., 2002: Relationship between Temperature and Circulation in Southeastern South America and its Influence from El Niño and La Niña Events. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, vol. 80, No. 1, p. 21-32.
- Bjerknes, J., 1904: Das problem von der wettervorhersage, betrachtet vom standpunktder mechanik und der physik. *Meteor. Z.*, vol 21, p. 1-7.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea.Rev* , 97, p. 163-172.
- Browning, K.A., 1985: Conceptual models of precipitation systems. *Meteorological Magazine*, Bracknell. Eng. 114(1359), p. 293-319.

- Buchmann, J., Buja, L.E., Paegle, J, and Dickinson, R. E., 1995: Further Experiments on the Effect of Tropical Atlantic Heating Anomalies upon GCM Rain Forecast over the Americas. *Journal of Climate*, Vol. 8 (5), p. 1235-1244.
- Buchmann, J., Buja, L.E., Paegle, J.N. and Paegle, J., 1995: The Dynamics Basis of Regional Vertical Motion Fields Surrounding Localized Tropical Heating. *Journal of Climate*, Vol. 8 (5), p. 1217-1234.
- Campos, E., Busalacchi, A., Garzoli, S., Lutjeharms, J., Matano, R., Nobre, P., Olson, D., Piola, A. Tanajura, C. and Wainer, I., 1999: The South Atlantic and the Climate. *OCEANOBS99*, 20 pp.
- Climanálise, 2004-2005: CPTEC/INPE. <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/>
- Carvalho, L. M. V., Jones C. and Liebmann, B., 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, vol. 17, p. 88-108.
- Casarin, D. P., and V. E. Kousky, 1986: Rainfall anomalies in southern Brazil and related atmospheric circulation features. *Rev. Bras. Met.*, vol.1, p.83-90.
- Cataldi, M. and Torres Júnior, 2000: Sinais de Anomalias de Temperatura do Pacífico Equatorial sobre o Atlântico sul utilizando as Reanálises do NCEP/NCAR. XI congresso brasileiro de meteorologia.
- Cavalcanti, F. A., Oliveira, G. S., 1998: Teleconexões, Tese de Mestrado - Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).
- Charney, J. G., 1948: On the Scale of Atmosphere Motionn. *Geofys. Public*, vol. 17, p. 1-17.

- Chen, Y., Miller, J. R. and Francis, J. A., 2003: Observed and modeled relationships among Arctic climate variables. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, 17, p. 1-13.
- Collins, W. D. et. al, 2002: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2). Technical Report NCAR, 172 pp.
- Covey, C., AchutaRao, K. M., Lambert, S. J. and Taylor, K. E., 2000: Intercomparison of Present and Future Climates Simulated by Coupled Ocean-Atmosphere GCMs. PCMDI Report No. 66.
- Covey et al., 2001: The Seasonal Cycle in Couple Ocean-Atmosphere General Circulation Models. PCMDI Report No. 51, pp. 39.
- Diaz, A. F., Studzinski, C. D. and Mechoso, C. R., 1998 Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, vol 11, p. 251-271.
- Doyle, M. E. and Barros, V. R., 2002: Midsummer low-level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 3394-3410.
- Drumond, A. R. M. and Ambrizzi, T., 2005: The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. *Climate Dynamics*, 24, vol. 7-8, p. 781-791.
- Enfield, D. B. and Mayer, D. A., 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 929-946.

- Figuroa, S.N.; Satyamurty, P. and Silva Dias, P.L., 1995: Simulations of the summer circulation over the South American region with eta coordinate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 52, n. 10, p. 1573-1584.
- Gan, M. A., 1982: Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil. Tese de Mestrado – INPE, 65pp.
- Gates, W. L. et. al, 1998: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP). PCMDI Report No. 45, 35 pp
- Griffies, S. M., 2003: *Fundamentals of Ocean Climate Models*. Princeton University Press, 495 pp.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E. T.; Gomes, J., 1998: Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v. 11, n. 11, p. 2863-2880.
- Grimm, A.M., Barros, V. R. and Doyle, M. E., 2000: Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, vol. 13, p. 35-52.
- Guedes, R. L.; Machado, L.; Silveira, J.; Alves, M.; Waltz, R., 1994: Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano. VII Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Hou, A. Y., 1997: Hadley Circulation as a Modulator of the Extratropical Climatic, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 55, p. 2437-2457.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J.

- Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, e D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 77 (3), p. 437-471.
- Kayano, M. T., Rao, V. B., Moura, A. D., 1988: Tropical circulation and associated rainfall anomalies during two contrasting years. *Journal of Climatology*, Sussex-UK, vol. 8, p. 477-488.
- Keith, D. W., DeCarolis, J. F., Denkenberger, D. C., Lenschow, D. H., Malyshev, S. L., Pacala, S. and Rasch, P. J., 2004: The influence of large-scale wind power on global climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA (PNAS)*, vol. 101, n° 46, p. 16115–16120.
- Kiehl, J. T., et al., 2003: Community Climate System Model Science Plan (2004-2008). CCSM Scientific Steering Committee, 71 pp.
- Kiehl, J. T. and Gent, P. R., 2004: The Community Climate System Model, Version 2. *Journal of Climate*, vol. 17, p. 3666–3682.
- 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.*, vol. 70, p. 813-835.
- Kousky, V.E.; Gan, M.A. 1981: Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 36(6):538-551.
- Kousky, V.E. e Cavalcanti, I.F.A., 1984: Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. *Ciência e Cultura*, 36(11), p. 1888-1889.
- Kousky, V.E., Kayano, M. T. and Cavalcanti, I. F. A., 1984: A Review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, Huddersfield-UK, vol. 36A, n° 5, p. 490-504.

- Kousky, V.E. and Ropelewski, C. F., 1989: Extremes in the southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 4, p. 351-363.
- Krishnamurti, T. N., Bedi, H. S. and Hardiker, V. M., 1998. *An Introduction to Global Spectral Modeling*. Oxford University Press, 245 pp.
- Kumar, A., A.G. Barnston, e M.P. Hoerling, 2001: Seasonal Predictions, Probabilistic Verifications, and Ensemble Size. *Journal of Climate*, vol. 14, p. 1671-1676.
- Laplace, P. S., 1779: *Recherches sur Plusieurs Points du Sisteme du Monde*. Mem. Acad. R. Sci. Bellelet, Berlin, p. 75-182. (Reprinted in "Oeuvres", vol. 9, p. 71-183, 187-280, 283-310, Paris, 1893).
- Larkin, N.K. and Harrison, D.E., 2002: ENSO Warm (El Niño) and Cold (La Niña) Event Life Cycles: Ocean Surface Anomaly Patterns, Their Symmetries, Asymmetries, and Implications. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 1118-1140.
- Larson, K. and Hartmann, D. L., 2003: Interactions among Cloud, Water Vapor, Radiation, and Large-Scale Circulation in the Tropical Climate. Part I: Sensitivity to Uniform Sea Surface Temperature Changes. *Journal of Climate*, vol. 16, p. 1425-1440.
- Liu, P., Wang, B., Sperber, K. R., Li, T. and Meehl, G. A., 2005: MJO in the NCAR CAM2 with the Tiedtke Convective Scheme. *Journal of Climate*, vol. 18, p. 3007-3020.
- Lorenz, E.N., 1967: *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. World Meteorological Organization, 161 pp.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation. A review. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 122, p. 814-837.

- Madox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Weather Rev.*, 111, p. 1475-1493.
- Maloney, E. D. and S. K. Esbensen, 2005: A modeling study of summertime east Pacific wind-induced ocean-atmosphere exchange in the intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, vol. 18, p.568-584.
- Marengo, J.A., Douglas, M. W. and Silva Dias, P.L., 2002: The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8079, doi:1029/2001JD001188.
- Matano, R. P., Schlax, M. G. and Chelton, D. B., 1993: Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, p. 18027-18035.
- Mechoso, C. and Perez Iribarren, G.: 1992: Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, vol. 5, p. 1535-1539.
- Mechoso, C. R. et. al, 2001: Climatology and Hydrology of the Plata Basin. Panel in *The Variability of American Monsoon Systems (VAMOS) - CLIVAR/WCRP*. 56 pp.
- Miller, D. and Fritsch, J.M., 1991: Mesoscale convective complexes in the Western Pacific region. *Mon. Weather Rev*, 119, p. 2978-2992.
- Mo, K. C. and Ghil, M., 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.*, vol. 44, p. 877-901.
- Mo, K. C. and White, G. H., 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Weather Review*, vol. 113, p. 22-37.

- Moura, A. D. and Shukla, J., 1981: On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 38, p. 2653-2675.
- Nobre, P. and Shukla, J., 1996: Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, vol. 9, p. 2464-2479.
- Norris, J. R., Weaver, C. P., 2001: Improved Techniques for Evaluating GCM Cloudiness Applied to the NCAR CCM3, *Journal of Climate*, vol. 14, p. 2540-2550.
- Oliveira, A. S., 1986: Interações entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia. Dissertação de Mestrado em meteorologia - INPE, São José dos Campos, (INPE-4008-TDL/239).
- Párraga, G. O. O., 2001: Dinâmica da Variabilidade Climática da Precipitação sobre a América do Sul. Tese de Doutorado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 196 pp.
- Peagle, J. N. and Mo, K. C., 2002: Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 1389-1407.
- Peixoto, J.P., e A.H. Oort, 1991: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York. 500 pp.
- Peterson, R.G and L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, vol. 26, p. 1-73.
- Philander, S.G.H., 1983: El Niño Southern Oscillation phenomena, in *Nature*, pp. 295-301.

- Philander, G. S., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, 291 pp.
- Philips, N. A., 1956: The General Circulation of the Atmosphere: A Numerical Experiment. Quart.J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 82, p. 123-164.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery 1990. Introductory Descriptive Physical Oceanography. 5<sup>a</sup> Ed. Pergamon Press, Oxford, 329 pp.
- Pisciottano, G., Díaz, A. and Gazes, G., 1994: El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. Journal of Climate, vol. 7, p.1268-1302.
- Platzman, G. W., 1967: A retrospective view of Richardson Book on Weather Prediction. Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 48, p. 514 -550.
- Pond, S. and Pickard, G. L., 1997: Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press, pp. 329.
- Poveda, G. and Mesa, O. J., 1997: Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean–Atmospheric Phenomena. Journal of Climate, vol. 10, p. 2690-2702.
- Quadro, M. F. L., 1994: Um estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Rao, V.B.; Bonatti, J.P., 1987. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. Meteorology and Atmospheric Physics, 37, 11-16.

- Richardson, L. F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press, reprinted Dover, New York, 1965, 236 pp.
- Rossby, C. G., 1940: Planetary flow Patterns in the Atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol 66, p. 68-97.
- Robertson, A. W. and Mechoso, C. R., 1998: Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. *Journal of Climate*, vol. 11, p. 2570-2581.
- Robertson, A. W. and Mechoso, C. R., 2000: Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, vol. 128, p. 2947-2957.
- Robertson, A. W., Farrara, J. D. and Mechoso, C. R., 2003: Simulations of the Atmospheric Response to South Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, vol. 16, p. 2540-2551.
- Ropelewski, C.F. and Jones, P.D., 1987: An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, vol. 115, p. 2161-2165.
- Santos, A. F., Barbosa, E. C. e Cataldi, M., 2004: Análise e Simulação Numérica de um caso de Jatos de Baixos Níveis com a Utilização do Modelo MM5. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE.
- Satyamurty, P. and Mattos, L. F., 1989: Climatological Lower Tropospheric Frontogenetics in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence. *Mon. Wea. Rev.*, Vol 117.
- Seager, R. and Murtugudde, R., 1996: Ocean Dynamics, Thermocline Adjustment, and Regulation of Tropical SST, *Journal of climate*, vol. 10, p. 521-534.

- Silva, V. B. S.; Kousky, V. E., 2000: Variabilidade de precipitação sobre o Brasil durante o verão de 1999/2000. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia
- Sinclair, M. R., 1996: A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, vol. 124, p. 245-263.
- Small, R. J., Xie, X-P and Hafner, J., 2005: Satellite observations of mesoscale ocean features and copropagating atmospheric surface fields in the tropical belt. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, C02021, p. 1-19.
- Smith, T.M., and Reynolds, R. W., 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, vol. 17, p. 2466-2477.
- Sutton, R. T, Jewson, S. P. and Rowell, D. P., 2000: The Elements of Climate Variability in the Tropical Atlantic Region. *Journal of Climate*, vol. 13, p. 3261-3284.
- Taljaard, J.J., 1972: Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteor. Monog.*, 13, p. 139-213.
- Tokinaga, H.; Tanimoto, Y.; Xie, S.-P., 2005: SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations, *Journal of Climate*, vol. 18, p. 3470-3482.
- Torres Júnior, A. R., 1995: Resposta da Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais, M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Torres Júnior, A. R., 2005: Estudo Numérico sobre Tele-Conexão Atmosférica entre Fenômenos Oceânicos do pacífico Equatorial e do Atlântico. Tese de Doutorado – Engenharia Oceânica / COPPE/ UFRJ, 147 pp.

- Trenberth, K. E. and Caron, J. M., 2000: The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. *Journal of Climate*, vol. 13, p. 4358-4365.
- Trenberth, K. E. and Mo, K. C., 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Weather Review*, vol. 113, p. 3-21.
- Uvo, C. B., Repeli, C. A., Zebiak, S. E. and Kushnir, Y., 1998: The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. *Journal of Climate*, vol. 11, p. 551-562.
- Yoshihara, H., 1968: Sea-Air Interaction: A simplified Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 25, p. 729-735.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak, and D. N. Straub, 1997: Atmosphere-Ocean Coupled variability in the Southern Atlantic, *Journal of Climate*, vol. 10, p. 2904-2919.
- Vera, C., Silvestri, G., Barros, V. and Carril, A., 2004: Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, vol. 17, p. 1741-1753.
- Vivier, F., Provost, C. and Meredith, M. P., 2000: Remote and Local Forcing in the Brazil–Malvinas Region, *Journal of Physical Oceanography*, vol. 31, n° 4, p. 892–913.
- Walker, G. T.; BLISS, E. M., 1932: World Weather. V *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 4, p. 53-84.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S., 1981: Teleconnections in the Geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Review*, vol. 109, p. 785-812.
- Washington, W. M and Parkinson, C. L., 1986: An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling. University Science Books, 422 pp.

Wyrski, K., 1975: El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, vol. 5, p. 572–584.

Wyrski, K., 1982: The Southern Oscillation, Ocean-Atmosphere Interaction and El Niño, *Marine Technology Society Journal*, vol. 16 (1), 10.

## 7. Apêndice B – Modelagem Atmosférica.

A história da modelagem atmosférica tem início com a observação de Pierre Simon Laplace (1779), que, baseado em uma das principais contribuições científicas da história, o “*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*” de Sir. Issac Newton (1687), descreveu: “...conhecendo-se as massas, a posição e a velocidades de todas as partículas em um intervalo de tempo singular, é possível se calcular com precisão os seus eventos passados e futuros...”. Esse postulado foi o que estimulou vários cientistas da época a tentar desenvolver equações e teoremas para formular um sistema prognóstico para a evolução temporal e espacial do fluxo atmosférico e oceânico (Washington and Parkinson, 1986).

Mas foi quase um século depois que Vilhelm Bjerknes (1904) desenvolveu os princípios matemáticos básicos para resolver as equações governantes de fluxo da Atmosfera e do Oceano. Esse desenvolvimento só foi possível graças à formulação da segunda lei da termodinâmica em 1850, por Rudolf Clausius. As ponderações de Bjerknes sobre as condições necessárias para se realizar uma solução racional das equações de movimento ainda são pertinentes e difíceis de se obter até os dias atuais: o conhecimento preciso das condições iniciais e de contorno da atmosfera e o conhecimento pleno das leis que descrevem as mudanças de estado da atmosfera a cada passo de tempo.

Mesmo com todas as dificuldades apontadas por Bjerknes, em 1922, Lewis Fry Richardson, a partir das equações básicas de movimento na atmosfera, desenvolveu o primeiro sistema de previsão do tempo, utilizando uma máquina de calcular. Esse sistema foi descrito, passo a passo, no primeiro livro dedicado à previsão numérica do tempo intitulado “*Weather Prediction by Numeric Process*” escrito por Richardson. Infelizmente, as previsões do grupo de Richardson esbarraram na falta de recursos computacionais da época, tornando impraticável a prática da previsão numérica do tempo já que esta levava um tempo muito superior à validade dos seus prognósticos, e na maior parte dos casos, apresentava inconsistências físicas nos seus resultados. Maiores detalhes sobre a história dos experimentos de Richardson no início do século passado podem ser encontrados em Platzman (1967).

Nos anos seguintes a essa importante contribuição de Richardson, vários pesquisadores foram fundamentais para a evolução das técnicas de previsão do tempo e clima, como foi o caso de Carl Gustav Rossby (1940), que utilizou o caráter ondulatório da

circulação geral da atmosfera para criar uma simplificação das equações do modelo de circulação da atmosfera, de Jules Charney (1948), que liderou um grupo de pesquisadores a realizar prognósticos de tempo no ENIAC/Universidade de Princeton utilizando as equações de Rossby, e de Norman Phillips (1956), que adicionou uma “forçante” nos termos da equação de Rossby, observando variações nos padrões da circulação geral da atmosfera. Essa contribuição de Phillips foi o passo inicial para a criação dos modelos de circulação geral da atmosfera.

No entanto, um dos marcos mais importantes para o avanço dos modelos de circulação geral da atmosfera e dos modelos oceânicos de larga escala foi a criação, em meados dos anos 50, do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), sob a direção de Joseph Smagorinsky. Atualmente, o GFDL pertence ao National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Existem atualmente inúmeros modelos da circulação geral da atmosfera utilizados em diversos centros de todo o mundo. O relatório de nº 45 do Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) de 1998, que fez uma comparação entre as climatologias dos modelos climáticos e aquelas obtidas através dos dados das Reanálises do NCEP/NCAR, contou com cerca de 31 modelos climáticos distintos, distribuídos nos principais centros de pesquisa de todo o mundo. A seguir, é apresentada, em nível de ilustração, a lista dos centros que, até o ano de 1998, já dispunham de modelos climáticos próprios e que participaram do projeto AMIP (extraído do Report nº 45 do AMIP).

BMRC Bureau of Meteorology Research Centre, Melbourne (2.3, 3.7, 3.7.1)

CCC Canadian Climate Centre, Victoria (GCM II)

CCSR Center for Climate System Research, Tokyo (CCSR/NIES AGCM)

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse (EMERAUDE, ARPEGE cy II)

COLA Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, Calverton (1.1)

CSIRO Commonwealth Scientific and Industrial Research Org., Melbourne (CSIRO9 Mark1)

CSU Colorado State University, Ft. Collins (91)

DERF Dynamic Extended Range Forecasting (GFDL), Princeton (SM392.2, SM195)

DNM Department of Numerical Mathematics, Moscow (A5407.V1, A5407.V2)  
 ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading (Cy36)  
 GFDL Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton (CDG1)  
 GISS Goddard Institute for Space Studies, New York (II Prime)  
 GLA Goddard Laboratory for Atmospheres, Greenbelt (GCM-01.0 AMIP-01)  
 GSFC Goddard Space Flight Center, Greenbelt (GEOS-1)  
 IAP Institute of Atmospheric Physics, Beijing (IAP-2L)  
 JMA Japan Meteorological Agency, Tokyo (GSM 8911)  
 LMD Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris (LMD5, LMD6b, LMD6s)  
 MGO Main Geophysical Observatory, St. Petersburg (AMIP92)  
 MPI Max-Planck Institute for Meteorology, Hamburg (ECHAM3, ECHAM4)  
 MRI Meteorological Research Institute, Tsukuba (GCM-II, GCM-IIb)  
 NCAR National Center for Atmospheric Research, Boulder (CCM2)  
 NMC National Meteorological Center, Washington (MRF)  
 NRL Naval Research Laboratory, Monterey (NOGAPS3.2, NOGAPS 3.4)  
 RPN Recherche en Prévision Numérique, Dorval (NWP-D40P29)  
 SUNGEN State University of New York, Albany/NCAR, Boulder (GENESIS 1.5, GENESIS 1.5A)  
 SUNYA State University of New York, Albany (CCM1-TG)  
 UCLA University of California, Los Angeles (AGCM 6.4)  
 UGAMP Universities' Global Atmospheric Modelling Project, Reading (UGCM 1.3)  
 UIUC University of Illinois, Urbana-Champaign (MLAM-AMIP)  
 UKMO United Kingdom Meteorological Office, Bracknell (HADAM 1)  
 YONU Yonsei University, Seoul (Tr 5.1, Tr 7.1)

A aplicação desse tipo de modelagem tem se mostrado ao longo dos anos bastante abrangente, principalmente com o desenvolvimento de modelos acoplados oceano-solo-gelo-atmosfera. Esse tipo de modelagem acoplada é a mais adequada para as predições climáticas com horizonte sazonal ou superior, tendo em vista que nesses horizontes o oceano passa a ser o regulador climático desse sistema, já que a maior parte das variações de baixa frequência na atmosfera, nesse intervalo de tempo, são resposta às mudanças nas

condições de contorno, principalmente aquelas relacionadas às mudanças na TSM dos oceanos. (Griffies, 2003).

No caso de experimentos voltados à obtenção de cenários climáticos futuros com simulações superiores a 100 anos, induzindo, por exemplo, um aumento gradual na taxa de emissão de CO<sub>2</sub>, é necessário que as alterações na superfície terrestre e na camada de gelo também sejam levadas em consideração já que, nesse caso, essas alterações ocorrerão em intervalos de tempo inferiores ao tempo total de integração do modelo. Um exemplo desse tipo de aplicação pode ser encontrado em Covey et al. (2000), onde foram avaliados cenários climáticos futuros de 15 modelos acoplados forçados com uma taxa de aumento anual de 1% na emissão de CO<sub>2</sub>. Os resultados foram comparados também com uma rodada de controle sem a inclusão da taxa de aumento de CO<sub>2</sub>.

Um estudo de intercomparação entre modelos acoplados de circulação geral da atmosfera e oceânica, com o objetivo de avaliar o desempenho de 17 diferentes modelos em simular condições de um evento El Niño forte, foi realizado por AchutaRao e Speber (2000) no relatório nº 61 do projeto AMIP. Nesse relatório foram avaliadas as simulações dos modelos acoplados dos principais centros de pesquisa, incluindo a versão acoplada do modelo CCM3 do NCAR. As variáveis de precipitação e pressão atmosférica reduzida ao nível do mar foram escolhidas para essa avaliação, observando-se as variações intra-sazonais e o ciclo sazonal desse tipo de evento. O sistema acoplado no NCAR foi um dos que representou esse tipo de evento de forma mais realística. Nesse relatório os autores apontam a necessidade de novos estudos envolvendo principalmente a tensão de cisalhamento do vento na superfície, a dinâmica da TSM, a espessura da termoclina oceânica e o conhecimento dos efeitos locais para que se possa ter uma melhor idéia dos mecanismos que dão início aos fenômenos do tipo ENOS.

Em relação a aplicações dos modelos climáticos do NCAR, pode-se destacar também os trabalhos recentes de Semazzi e Song (2000), Keith et al (2004) e Maloney e Esbersen (2005). O estudo de Semazzi e Song (2000) avalia, através da modelagem computacional do modelo CCM3/NCAR, os impactos do desmatamento na região central da África. Através dos resultados de 10 anos de integração do modelo CCM3, com essa configuração de desmatamento, os autores observaram uma drástica diminuição nos regimes de precipitação na maior parte da região central do continente africano.

O trabalho de Keith et al. (2004) traz uma discussão interessante sobre os efeitos dos mecanismos de microescala, em particular dos fenômenos turbulentos que ocorrem dentro da CLA, no regime climático de larga escala. Nesse estudo, os modelos CAM 2.01 do NCAR e AM2 Atmospheric Model (versão p10) do GFDL tiveram o parâmetro de coeficiente de arrasto aumentado gradativamente em alguns pontos o globo, simulando a inclusão de diversas “usinas” ou “moinhos” de vento nessas regiões. Os resultados encontrados demonstram que as mudanças climáticas, obtidas a partir do aumento do coeficiente de arrasto, podem ser negligenciadas quando comparadas com aquelas provenientes do aumento na emissão de CO<sub>2</sub>, por exemplo. Porém, esse estudo serve para demonstrar que perturbações em escalas muito pequenas também podem alterar, mesmo que de forma mais amena, o clima do planeta.

A relação entre o fluxo de calor latente no Oceano Pacífico Norte e a variabilidade intra-sazonal na precipitação na América Central foi estudada, através do uso da modelagem computacional com o modelo CAM 2.0, por Maloney e Esbersen (2005). Nas suas conclusões, os autores indicam que a relação entre a convergência no Oceano Pacífico Norte e a variabilidade intra-sazonal da precipitação só é bem capturada pelo modelo quando o fluxo de calor latente na superfície é configurado como sendo o fluxo médio climatológico. Isso demonstra uma certa limitação do modelo CAM 2.0 nesse tipo de simulação e a importância que as anomalias do fluxo de calor latente podem ter na variabilidade intra-sazonal da precipitação, como sugerido por Madden e Julian, 1994. Outra aplicação do modelo CAM 2.0 na simulação da propagação da oscilação intrasazonal de Madden-Julian foi feita por Liu et al. 2005, onde foram realizados testes no modelo CAM 2.0 com diferentes esquemas paramétricos de convecção. Nesse trabalho, os autores conseguiram, com a substituição do esquema de convecção, avanços significativos na simulação da propagação da oscilação intrasazonal de Madden-Julian, principalmente no que diz respeito ao seu ciclo de vida e a sua intensidade.

O trabalho de Norris e Weaver (2000) trata de uma questão importante dos modelos de grande escala que é a estimativa da cobertura de nuvens associada diretamente com as parametrizações de camada limite e de nuvens. Nesse estudo, foram sugeridas modificações nos esquemas paramétricos do modelo CCM3/NCAR, sendo essas melhorias incorporadas mais tarde na próxima versão do modelo do NCAR, que foi o modelo CAM 2.0.

No trabalho de Covey et al. (2000), foram utilizados 17 modelos acoplados, incluindo o sistema de modelos acoplados do NCAR, com o objetivo de avaliar, na climatologia obtida de cada um deles, as variações sazonais na temperatura do ar próximo a superfície (aproximadamente 2 metros). Os modelos foram integrados por um longo período de tempo (muitas vezes superior a 100 anos). Novamente, nesse estudo, o sistema acoplado de modelagem do NCAR foi um dos que apresentou os resultados mais consistentes.

## **8. Apêndice C – Impactos das anomalias da TSM do Oceano Atlântico Tropical.**

As teleconexões mais estudadas entre as anomalias na TSM do oceano Atlântico e o regime climático ou hidrológico do Brasil fazem menção às anomalias da TSM desse oceano próximo à linha do equador ou em latitudes inferiores a 20° S. Nesse apêndice, são apresentados alguns dos principais estudos envolvendo essas interações, como é caso dos trabalhos de Moura e Shukla (1981), Nobre e Shukla (1996), Uvo et. al. (1997) e Sutton et al (2000). Nesses estudos, os autores avaliam, entre outros temas, as influências das anomalias da TSM do Oceano Atlântico Tropical (entre 20° N e 20° S) no posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), no regime de precipitação da região Nordeste do Brasil e as possíveis teleconexões entre essas anomalias e as anomalias da TSM do oceano Pacífico Equatorial.

Um dos estudos pioneiros a estabelecer relações entre o posicionamento da ZCIT e anomalias na TSM do Atlântico tropical foi o de Moura e Shukla (1981). Nesse estudo eles propuseram um mecanismo relacionando a posição mais a norte da ZCIT com águas mais quentes no Atlântico norte próximo ao Equador e mais frias no Atlântico sul, com um conseqüente déficit precipitação no norte da região Nordeste, devido também ao aparecimento de um ramo descendente sobre essa região.

No estudo de Nobre e Shuka (1996), foram utilizadas Funções Ortogonais Empíricas (FOE) para determinar os modos dominantes do cisalhamento do vento e da variabilidade da TSM no oceano Atlântico Tropical. Os resultados demonstraram novamente a influência que o dipolo do atlântico exerce na posição da ZCIT e na distribuição, também bipolar, da precipitação na região Nordeste do Brasil, principalmente nos meses de março a maio. O dipolo do atlântico está associado à relação entre as anomalias, quente e fria, da TSM do oceano Atlântico entre 20 N e 20 S.

No trabalho de Uvo et al. (1997), é sugerida, através da análise de dados observados, uma forte correlação das anomalias de precipitação da região Nordeste do Brasil, nos meses de abril e maio, com as anomalias na TSM do oceano Atlântico Tropical, sendo verificada uma correlação negativa da precipitação nessa região com as anomalias na TSM do oceano Atlântico Tropical norte (20° N a 0°) e positiva com as anomalias na TSM do Oceano Atlântico Tropical sul (0° a 20° S).

Uma discussão sobre quais seriam os principais elementos climáticos que influenciam na grande variabilidade anual da TSM do Oceano Atlântico Tropical foi realizada por Sutton et al. (2000). Nesse estudo, os autores ressaltam que o oceano Atlântico Tropical sofre a influência de diversos e distintos padrões atmosféricos ao longo do ano, diferentemente do que acontece com o oceano Pacífico Equatorial, por exemplo, sendo apresentado um esquema qualitativo dos principais sistemas que provocam variações na TSM do Oceano Atlântico Tropical (figura 9.1). Nesse esquema, os elementos climáticos estão divididos sazonalmente nos meses de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), Março-Abril-Maio (MAM), Junho-Julho-Agosto (JJA) e Setembro-Outubro-Novembro (SON).

De acordo com o apresentado na figura 8.1, entre o verão e o outono do Hemisfério Sul, a TSM do oceano Atlântico Tropical seria influenciada pela ocorrência de fenômenos ENOS no oceano Pacífico Equatorial e pela oscilação do Atlântico Norte. Entre o outono e o inverno, pelo dipolo do atlântico, e, entre o inverno e a primavera, pelas variações no oceano Atlântico Sul em resposta aos padrões de anomalia do oceano Pacífico Equatorial na configuração dos fenômenos ENOS.

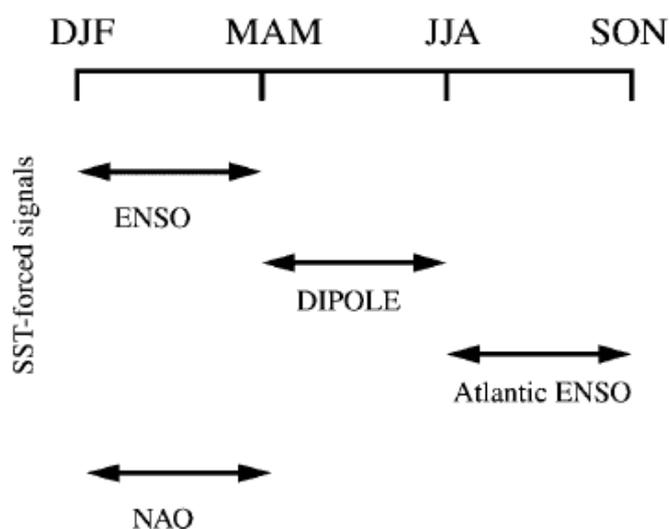


Figura 8.1 – Distribuição anual dos elementos climáticos responsáveis pela variabilidade na TSM do OAT. Extraído de Sutton et al. (2000).

## 9. Apêndice D – Community Atmospheric Model versão 2.02 (CAM 2.02)

Nesse apêndice será apresentada uma breve descrição das principais características do modelo CAM 2.02, incluindo o seu histórico, equações fundamentais, parametrizações e a sua solução numérica.

As características gerais do modelo são:

- Modelo de domínio público e código fonte aberto;
- Tridimensional e Transiente;
- Aproximações físicas de acordo com a estrutura vertical do modelo;
- Solução das equações primitivas no domínio vertical e temporal através de aproximações de diferenças finitas e no domínio horizontal através de transformações espectrais;
- Modelo basicamente Euleriano, mas com módulos semi-lagrangianos;
- Possibilidade de incorporação de modelos (módulos) de superfície (solo), Oceano e gelo.
- Parametrizações: Convecção profunda, convecção úmida, condensação, precipitação, fração de nuvens, radiação de onda curta, radiação de onda longa, difusão vertical e camada limite atmosférica.

Para a realização deste trabalho, o modelo CAM foi utilizado com a resolução espacial T42, com 128 longitudes e 64 latitudes, resultando em uma grade horizontal de aproximadamente  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ , com 26 níveis na vertical.

As informações que são apresentadas a seguir foram retiradas de Collins, et al. (2002); Kiehl et al. (2003) e Kiehl e Gent (2004).

## 9.1. Histórico

O modelo CAM 2 é a quinta geração de modelos climáticos desenvolvidos pelo NCAR, inicialmente chamados de Community Climate Model (CCM). Os primeiros modelos desenvolvidos pelo NCAR foram o CCM0A e o CCM0B, em 1983, baseados no modelo espectral australiano e em uma versão adiabática do modelo, também espectral, do ECMWF.

A segunda geração de modelos climáticos do NCAR foi criada em 1987 com o desenvolvimento do CCM1, que já incorporava avanços significativos em relação aos modelos da primeira geração, principalmente nas parametrizações da radiação, nos processos difusivos e nas trocas de calor na superfície.

Em 1992 foi lançada a terceira geração de modelos climáticos do NCAR com o modelo CCM2, que teve como principal modificação, em relação à versão anterior, a melhor representação dos processos físicos da atmosfera, incluindo parametrizações de nuvens, radiação e da CLA. A resolução espacial e vertical do modelo também foi aprimorada, com a utilização da resolução espacial T42, a mesma utilizada no modelo CAM 2, e 8 níveis na vertical.

Em 1996, o NCAR desenvolveu o modelo CCM3, a quarta geração de modelos climáticos, que foi o modelo mais estudado e desenvolvido entre todas as versões de modelos climáticos do NCAR (o CCM3 chegou até a versão CCM 3.6.6). Em relação ao CCM2, as modificações foram muito mais significativas no que diz respeito às parametrizações físicas do que à dinâmica do modelo. No entanto, o maior avanço do CCM3 foi relacionado com a possibilidade de utilização de um sofisticado modelo acoplado da superfície e de modelos simplificados de oceano e gelo. Essas alterações tornaram as simulações do modelo CCM3 muito mais realísticas do que as verificadas nas versões anteriores. Outro marco importante na versão 3 do CCM foi a melhoria na qualidade e na quantidade da documentação do modelo e das publicações e contribuições da comunidade científica.

Em 2002 o NCAR apresentou a comunidade científica do modelo CAM 2.0 e o sistema de modelagem acoplada no NCAR, o Community Climate System Model (CCSM)

2.0). O CCSM 2.0 é um sistema de modelos acoplados (atmosfera-solo-oceano-gelo), sendo o modelo CAM 2.0 a componente atmosférica desse sistema.

As principais modificações do modelo CAM 2.0 em relação a sua versão anterior, o CCM 3.6.6, foram:

- possibilidade de realização de simulações totalmente acopladas: solo (Land Surface Model), oceano (Slab Ocean) e gelo (Community Sea Ice Model);
- possibilidade de utilização de volumes finitos para a solução das equações na vertical;
- parametrização para calcular de forma distinta água líquida e água precipitável em nuvens – módulos de componentes globais e locais;
- módulo termodinâmico para a determinação da concentração e espessura de gelo no oceano;
- determinação das trocas de fluxo entre a atmosfera e regiões costeiras, ilhas e superfícies com gelo;
- tratamento geométrico das nuvens na interação radiação-nuvem;
- novas parametrizações de absorção e emissão de onda longa relacionada ao vapor d'água;
- cálculo da evaporação na precipitação convectiva;
- condições de contorno: temperatura da superfície do mar (climatologia de 1951 a 2001); e
- separação (“time split”) no tratamento dos processos físicos e dinâmicos

Em 2004, o NCAR lançou a versão 3.0 do modelo CAM. Essa versão também foi testada neste estudo, mas, com os recursos computacionais disponibilizados (nº de processadores, memória RAM e espaço em disco), a sua utilização foi inviável.

## 9.2. Equações Fundamentais

Como comentado anteriormente, as equações do modelo na vertical e no tempo são resolvidas através do método de diferenças finitas. O modelo CAM emprega um sistema de discretização híbrido na vertical. Próximo à superfície, a coordenada  $z$  é transformada para um sistema de coordenadas que segue as irregularidades do terreno ( $\sigma_z$ ). Logo após a superfície e até o nível de pressão de aproximadamente 83 hPa é utilizado um sistema híbrido que segue as irregularidades do terreno e as linhas de pressão constante (isóbaras) ( $\sigma_p$ ). A partir de 83 hPa até 3 hPa, o modelo utiliza uma transformação na vertical que segue somente os níveis de pressão ( $\sigma_p$ ). Essa divisão pode ser vislumbrada através da figura 9.2.1, extraída de Collins et al. (2002). Cabe ressaltar que essa estrutura vertical é a mesma desde o modelo CCM0A.

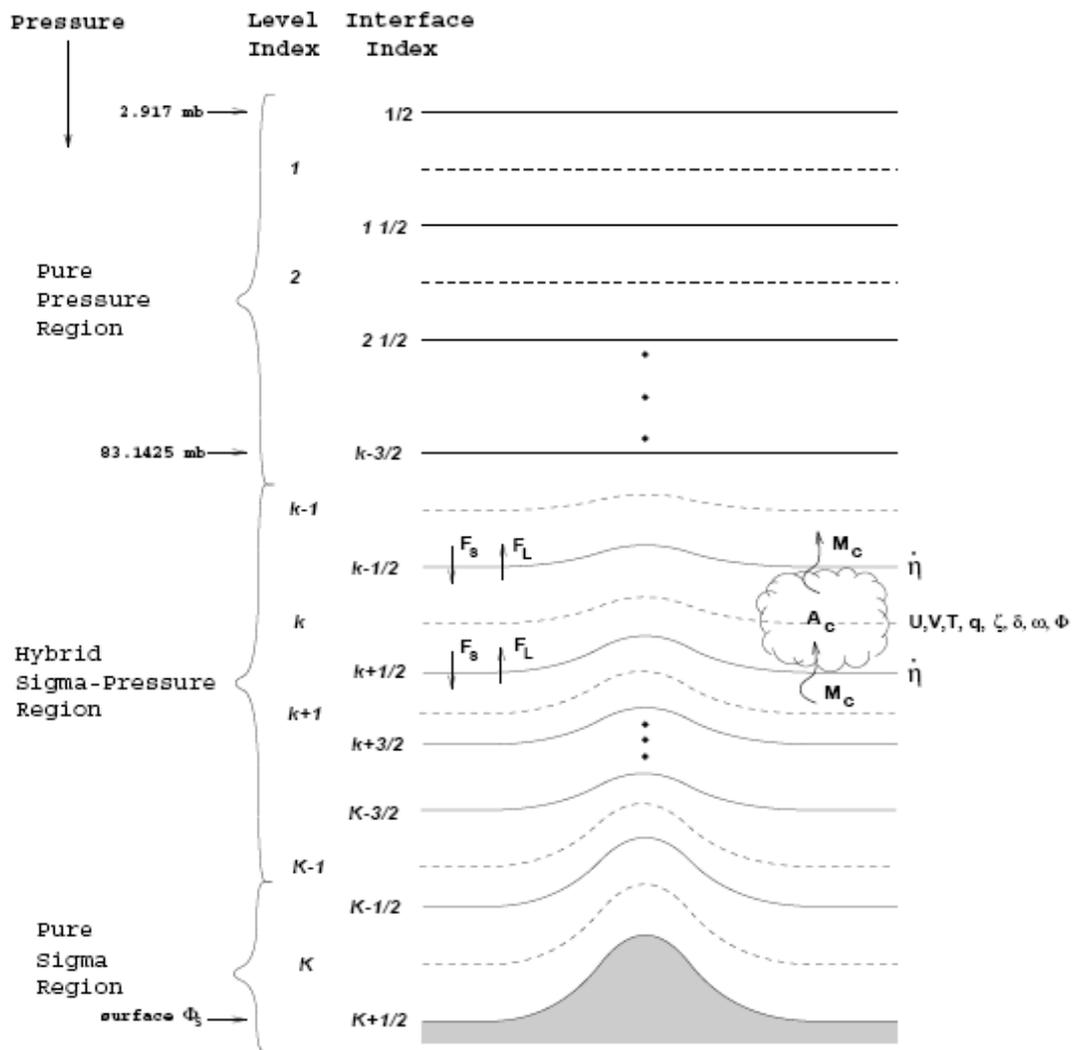


Figura 9.2.1. Estrutura vertical do modelo CAM. Extraído de Collins et al. (2002).

A transformação na vertical empregada pelo modelo é feita para uma coordenada generalizada do tipo  $\eta(p,\pi)$ , onde  $p$  é variável e  $\pi$  representa a pressão em superfície. Para esse tipo de transformação das equações primitivas algumas premissas devem ser respeitadas:

1.  $\eta(p,\pi)$  deve ser uma função monotônica de  $p$ ;
2.  $\eta(\pi,\pi) = 1$ ;
3.  $\eta(0,\pi) = 0$ ;
4.  $\eta(p_t,\pi) = \eta_t$ , onde  $p_t$  é a pressão no topo do modelo.

As condições de contorno necessárias para o fechamento desse sistema devem ser:

$$\begin{aligned}\dot{\eta}(\pi, \pi) &= 0, \\ \dot{\eta}(p_t, \pi) &= w(p_t) = 0.\end{aligned}$$

As equações prognósticas do modelo CAM em sua forma final, após as transformações citadas anteriormente, são apresentadas a seguir (eq. 9.2.1 – 9.2.7) e estão com as notações usuais e em coordenadas esféricas generalizadas:

$$\text{Vorticidade: } \frac{\partial \zeta}{\partial t} = k \cdot \nabla \times \left( \frac{\bar{n}}{\cos \phi} \right) + F_{\zeta} \quad (9.2.1)$$

$$\text{Divergência: } \frac{\partial \delta}{\partial t} = \nabla \cdot \left( \frac{\bar{n}}{\cos \phi} \right) - \nabla^2 (E + \Phi) + F_{\delta} \quad (9.2.2)$$

Termodinâmica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{-1}{a \cos^2 \phi} \left[ \frac{\partial(UT)}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial(VT)}{\partial \phi} \right] + T\delta - \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial n} \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{R}{c_p^*} T_v \frac{w}{p} + Q + F_{TH} + F_{FH} \quad (9.2.3)$$

$$\text{Vapor d'água: } \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{-1}{a \cos^2 \phi} \left[ \frac{\partial(Uq)}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial(Vq)}{\partial \phi} \right] + q\delta - \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial n} \frac{\partial q}{\partial p} + S \quad (9.2.4)$$

$$\text{Tendência de pressão: } \frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_{n_i}^1 \bar{V} \cdot \nabla \pi d \left( \frac{\partial p}{\partial \pi} \right) - \int_{p(\eta_i)}^{p(1)} \delta dp \quad (9.2.5)$$

$$\text{Movimento zonal: } nu = +(\zeta + f)V - \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial n} \frac{\partial U}{\partial p} - R \frac{T_v}{a} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial \pi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + F_U \quad (9.2.6)$$

$$\text{Movimento meridional: } nv = -(\zeta + f)U - \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial n} \frac{\partial V}{\partial p} - R \frac{T_v \cos \phi}{a} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial \pi} \frac{\partial \pi}{\partial \phi} + F_V \quad (9.2.7)$$

As equações diagnósticas (eq. 9.2.8 – 9.2.10) que completam esse sistema são:

$$\text{Aproximação hidrostática: } \Phi = \Phi_s + R_U \int_{p(\eta)}^{p(1)} T_v d \ln p \quad (9.2.8)$$

$$\text{Continuidade: } \dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} = \frac{\partial p}{\partial \pi} \left[ \int_{\eta_i}^{\eta} \vec{V} \cdot \nabla \pi d \left( \frac{\partial p}{\partial \pi} \right) + \int_{p(\eta_i)}^{p(1)} \lambda dp \right] - \left[ \int_{\eta_i}^{\eta} \vec{V} \cdot \nabla \pi d \left( \frac{\partial p}{\partial \pi} \right) - \int_{p(\eta_i)}^{p(\eta)} \lambda dp \right] \quad (9.2.9)$$

$$\text{Velocidade vertical em p: } \omega = \frac{\partial p}{\partial \pi} \vec{V} \cdot \nabla \pi - \int_{\eta_i}^{\eta} \vec{V} \cdot \nabla \pi d \left( \frac{\partial p}{\partial \pi} \right) - \int_{p(\eta_i)}^{p(\eta)} \lambda dp \quad (9.2.10)$$

Nas equações acima, os termos  $F_U$ ,  $F_V$ ,  $Q$  e  $S$  são termos fonte e sumidouro das parametrizações de quantidade de movimento zonal e meridional, calor e umidade, respectivamente. Os termos  $F_{\zeta H}$  e  $F_{\delta H}$  representam os termos fonte de difusão horizontal de *momentum* e os termos  $F_{TH}$  e  $F_{FH}$  representam os termos fonte de difusão horizontal de temperatura e da contribuição do termo de aquecimento por fricção.

Para serem resolvidas numericamente pelo modelo, todas essas equações ainda são convertidas para o esquema semi-implícito de diferenças finitas. Maiores detalhes sobre essas transformações podem ser encontrados com Collins et al. (2002).

### 9.3. Solução Numérica.

Esta seção será dedicada a estudar as transformações espectrais aplicadas na solução das equações no sentido horizontal. Essa transformação espectral é a mesma desde a segunda geração de modelos climáticos do NCAR (CCM1).

As equações das variáveis prognósticas apresentadas na seção anterior podem ser resolvidas de duas maneiras distintas no que diz respeito a sua evolução horizontal: algumas interações não lineares e as parametrizações físicas são representadas em uma grade Gaussiana, ou seja, em pontos de grade; e algumas interações não lineares e as interações lineares são representadas como coeficientes de uma série de funções harmônicas esféricas truncadas. A seguir, são apresentados alguns detalhes sobre essas transformações. Os detalhes sobre a transformação inversa, ou seja, do domínio espectral

para o domínio físico podem também ser encontrados em Collins et al. (2002) e em Krishnamurti et al (1998).

Para o melhor entendimento desse tipo de transformação será apresentado um exemplo, aplicado para uma determinada variável  $\psi$  escalar qualquer, extraído de Collins et al. (2002).

A representação da variável  $\psi$  é feita através de uma série de funções espectrais harmônicas truncadas, conforme apresentado na equação 9.3.1, a seguir.

$$\psi(\lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} \psi_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda} \quad (9.3.1)$$

sendo:

$\psi$  um escalar genérico

P o polinômio associado de Legendre

$\mu = \sin\varphi$ , e  $\varphi$  a latitude

M o maior número de onda da representação leste-oeste e

N(m) o maior grau do polinômio associado de Legendre para o número de onda longitudinal m. Representa também um limite ao número de onda n e um limite para o truncamento pentagonal, descrito a seguir, onde  $N(m) = \min(N + m, K)$

O CAM é codificado com um truncamento pentagonal (figura 9.3.1), definido pelos parâmetros M, K e N, onde K é o maior grau dos polinômios associados de Legendre e N é o maior grau do polinômio associado de Legendre para  $m=0$ . Alguns outros tipos de truncamento são subconjuntos do truncamento pentagonal, como é o caso dos truncamentos triangular, romboidal e trapezoidal:

Triangular:  $M = N = K$

Romboidal:  $K = N + M$

Trapezoidal:  $N = K > M$ .

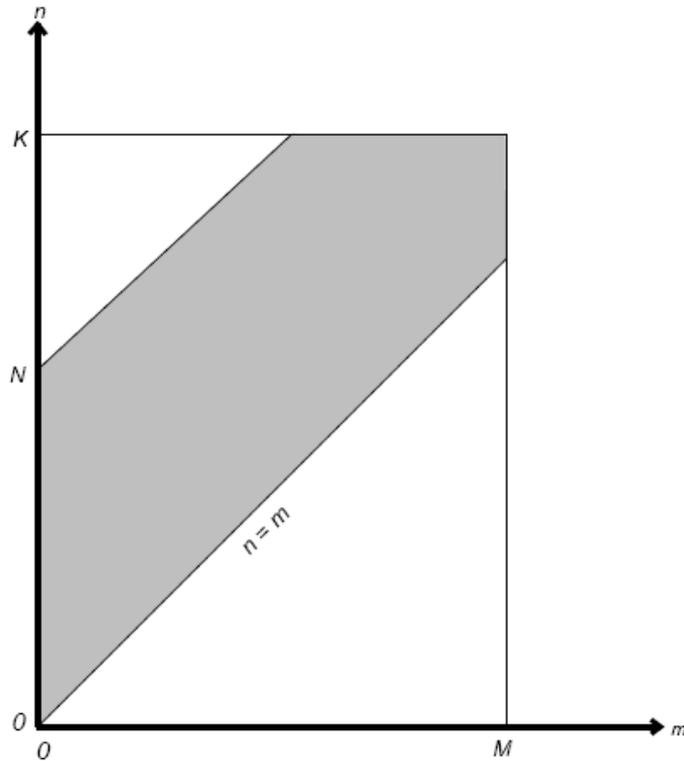


Figura 9.3.1. Truncamento Pentagonal utilizado pelo modelo CAM 2.02. Extraído de Collins et al. (2002).

Os polinômios associados de Legendre são normalizados no modelo CAM de acordo com a equação 9.3.2.

$$\int_{-1}^1 [P_n^m(\mu)]^2 d\mu = 1 \quad (9.3.2)$$

Os coeficientes da representação espectral da variável  $\psi$ , descrita na equação 9.3.1, são dados de acordo com a equação 9.3.3:

$$\psi_n^m = \int_{-1}^1 \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda P_n^m(\mu) d\mu \quad (9.3.3)$$

Na equação 9.3.3 a integral interna corresponde à transformada de Fourier (eq. 9.3.4) que é resolvida por uma subrotina interna do modelo que calcula a Transformada Rápida de Fourier (TRF), ou “Fast Fourier Transform” (FFT), como é mais conhecida. A integral externa é calculada via quadratura Gaussiana (eq. 9.3.5).

$$\psi^m(\mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda \quad (9.3.4)$$

$$\psi_n^m = \sum_{j=1}^j \psi^m(\mu_j) P_n^m(\mu_j) \omega_j \quad (9.3.5)$$

Na equação 9.3.5  $\mu_j$  denota os pontos na grade Gaussiana na direção dos pólos e são obtidos a partir das raízes do polinômio de Legendre  $P_j(\mu)$ , sendo o peso correspondente dado pela equação 9.3.6:

$$\omega_j = \frac{2(1-\mu_j^2)}{[JP_{j-1}(\mu_j)]^2} \quad (9.3.5)$$

#### 9.4. Parametrizações físicas

Conforme elucidado anteriormente, as parametrizações físicas do modelo CAM foram as estruturas que mais sofreram modificações desde a primeira geração de modelos climáticos do NCAR, sendo, portanto, objeto de constante estudo e aprimoramento.

Nesta seção será apresentado apenas um resumo da estrutura de parametrizações do modelo CAM 2.02, já que o detalhamento de cada uma delas não é o objeto principal deste trabalho.

O pacote de parametrizações do modelo CAM consiste em uma seqüência de componentes, indicados pela equação 9.4.1 a seguir:

$$P = \{M, R, S, T\} \quad (9.4.1)$$

sendo:

M -> referente aos processos de precipitação;

R -> referente as parametrizações de nuvens e radiação;

S -> referente aos processos de superfície;

T -> referente aos processos turbulentos.

Cada um desses componentes está subdividido em vários subcomponentes, como é mostrado nos organogramas das figuras 9.4.1 - 9.4.4.

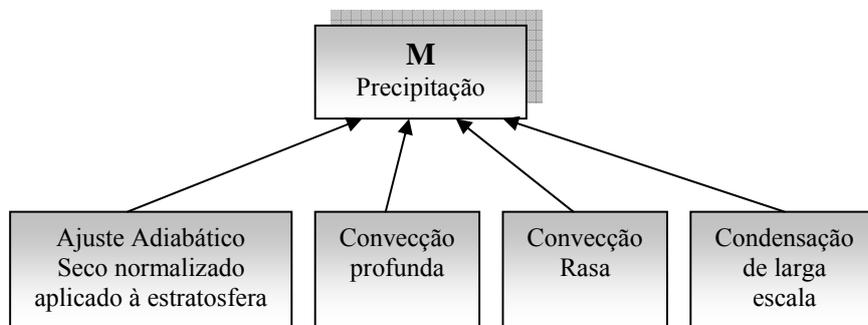


Figura 9.4.1. Estrutura das parametrizações associadas à precipitação (M).

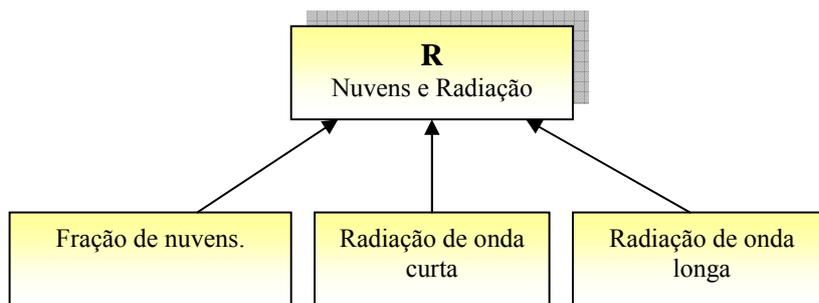


Figura 9.4.2. Estrutura das parametrizações associadas a nuvens e radiação (R).

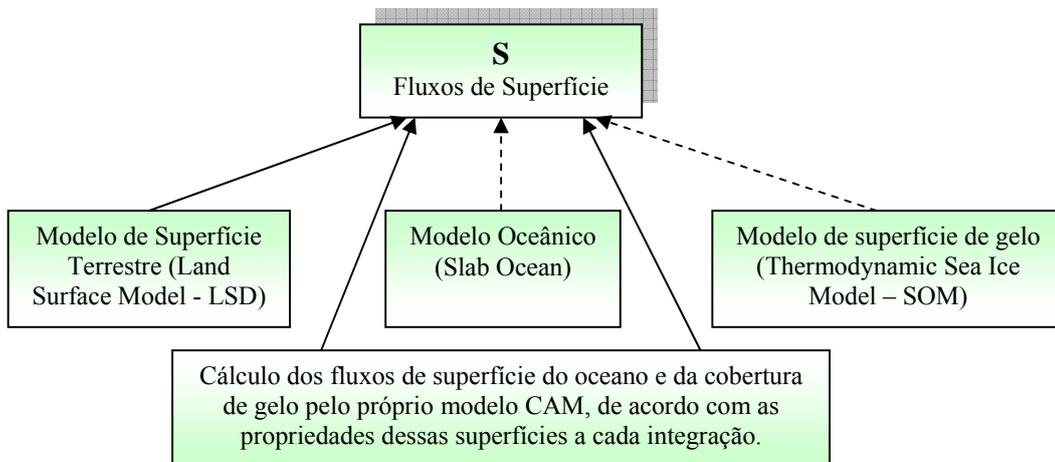


Figura 9.4.3. Estrutura das parametrizações associadas aos fluxos de superfície (S).

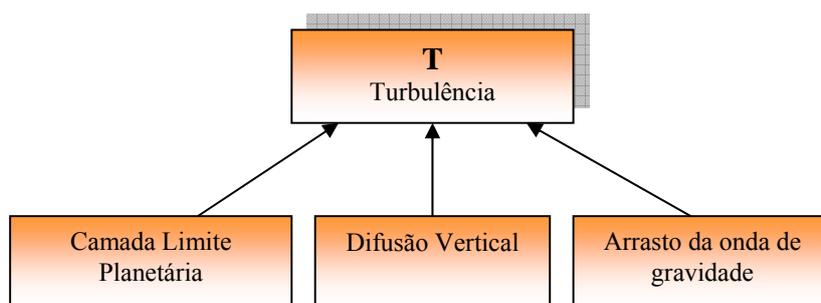


Figura 9.4.4. Estrutura das parametrizações associadas aos processos Turbulentos (T).

Todas essas parametrizações sofreram melhorias significativas em relação às utilizadas pelo modelo CCM 3.6, com destaque para as novas parametrizações de radiação de onda longa, onda curta e para o tratamento geométrico e a definição de camadas na parametrização de nuvens.

Cabe destacar que neste trabalho foi utilizado o modelo de superfície (LSM) para a definição das condições de contorno e dos fluxos da superfície terrestre. Com relação aos fluxos provenientes das superfícies oceânica e de gelo, a opção escolhida neste estudo foi a de não utilização dos modelos Slab Ocean e CSIM, tendo em vista que as anomalias de TSM foram geradas dentro do código do próprio modelo CAM e que o tempo de integração de cada experimento foi muito pequeno em relação a escala de tempo da variabilidade natural das superfícies de gelo.

## 10. Apêndice E – Obtenção, compilação e alterações no código fonte do modelo CAM

Esse apêndice é dedicado à obtenção e a compilação do modelo CAM 2.02 e as alterações no código fonte do modelo, escrito em linguagem Fortran 90, realizadas para a inclusão das anomalias de TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical.

### - Obtenção e compilação do modelo

O modelo CAM 2.02 é um modelo de código aberto que pode ser obtido acessando-se o sítio: <http://www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/download/index.html>. O arquivo a ser baixado é o “CAM2.0.2 Source distribution (Updated: Jul/ 9/2003, Size: 1.8M)”

Nesse mesmo sítio estão disponíveis os arquivos de inicialização e o arquivo com as condições médias da TSM para os doze meses do ano: arquivo “Standard datasets for CAM2.0.2 (Updated: Apr/29/2003, Size: 58M)”.

Para a compilação do modelo, é aconselhável a utilização do pacote de compiladores “MIPS” da Silicon Graphics, para esse tipo de arquitetura com sistema operacional IRIX, ou os compiladores desenvolvidos na universidade de Portland para clusters e PCs que utilizam como sistema operacional o Linux.

Além dos compiladores Fortran e C++, são necessários ainda os seguintes aplicativos para a compilação e utilização do modelo:

- Gnu Make versão 3.8 (gmake 3.8)
- Netcdf versão 3.5.1 ou superior, sendo que algumas versões superiores são inicialmente incompatíveis com o CAM 2.02. No caso da versão 3.5.1 (que foi a utilizada neste trabalho), deve-se compilar o pacote netcdf para plataformas de 64 Bits. Para isso, deve-se utilizar a opção `./configure --enable-64bit` e editar o arquivo `macros.make` para alterar as diretivas de compilação para 64 bits.:

```
CFLAGS      = -g -64
```

```
CXXFLAGS    = -g -64
```

```
FFLAGS      = -g -64
```

```
F90FLAGS    = -g -64
```

É importante olhar no manual do usuário do modelo (<http://www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/docs/cam2.0/>) como deve ser alocada a pilha de memória de acordo com a plataforma utilizada.

É aconselhável, para a compilação do CAM, que seja criado um diretório dentro do diretório de trabalho do modelo para que o executável, quando gerado, seja direcionado para lá. Após a criação desse diretório o usuário deve copiar o gmake 3.8 para dentro dele e utilizar a opção “./configure -i” para habilitar a configuração interativa. Nessa configuração o usuário deverá informar o nome do diretório que ele acabou de criar como sendo o diretório para onde os códigos fonte irão ser direcionados para a criação do executável e também o local de origem das bibliotecas netcdf, entre outros.

Após essa configuração, o usuário deverá acessar o diretório onde estão os promas fonte e acionar o gmake 3.8 (que já deve estar nesse diretório). Feito isso o executável será gerado. É necessário copiar de volta o executável e o arquivo config\_cache.xml para o diretório de trabalho.

Após a compilação do modelo deve-se criar um “namelist” básico para as rodadas do CAM através do comando ./build.namelist no diretório de trabalho do modelo.

Para a utilização do modelo fora dos computadores do NCAR deve-se fazer uma alteração no namelist para que o modelo possa ser executado. Após a linha com a declaração da variável *nprest* deve ser inserida uma linha com a seguinte declaração:

```
mss-irt=0
```

Para executar o modelo pode-se escrever, por exemplo, a seguinte linha de comando:

```
./cam <namelist >saída.out &
```

O caractere & faz com que o modelo seja rodado em “background”. Dessa forma o usuário pode cancelar a conexão sem que as rodadas sejam interrompidas.

## - Alterações no código Fonte

As alterações foram feitas na subrotina <sstint> que está dentro do módulo <sst\_data.F90> que fica no diretório </cam1/models/atm/cam/src/ocnsice/dom>, criado a partir do diretório onde o modelo CAM é descompactado.

Será listada, a seguir, a subrotina <sstint>, com as alterações feitas para a inclusão da anomalia da TSM em negrito. Essa subrotina contém também algumas opções para a utilização de determinados conjuntos analíticos da TSM, que foram denominados pelos autores do modelo como “Aqua Planet”. Na listagem que será apresentada a seguir, foram retiradas do código todas as linhas referentes à utilização dessas funções e substituídas pela expressão <Aqua Planet>.

Antes de apresentarmos a listagem do código do modelo, foram separadas para uma análise mais detalhada duas funções que são essenciais para inclusão de qualquer tipo de modificação no código fonte do modelo CAM 2.02.

### - get\_nstep()

Essa função retorna o valor do passo de tempo interno do modelo. Ela é calculada no módulo <time\_manager.F90> e sua utilização deve ser declarada da seguinte forma:

#### **use time\_manager, only: get\_nstep**

Essa declaração pode também ser adicionada a uma declaração já existente, como no caso:

```
use time_manager, only: get_curr_date, get_curr_calday, &  
is_perpetual, get_perp_date, get_nstep
```

Deve também ser declarada uma variável inteira para receber o valor transferido pela função. A sintaxe final para a sua utilização pode ser, por exemplo:

```
nstep=get_nstep()
```

sendo <nstep> uma variável inteira.

**- get\_lat\_p(lchunkid,col) ; get\_lon\_p(lchunkid,col)**

Essas funções retornam as coordenadas (em décimo de grau) referentes à latitude e a longitude, respectivamente, do “pedaço” do código que está sendo resolvido pelo modelo naquele momento. Essas funções fazem a conversão das coordenadas de latitude e longitude, paralelizadas pelo modelo CAM em um domínio matemático, para os valores referentes ao ponto de grade do modelo em um domínio georreferenciado e passível de interpretação física.

Para a paralelização do código o domínio do modelo é dividido em 16 “pedaços”, cada um contendo 512 pontos de grade, resolvidos separadamente em blocos com 16 valores de longitude (colunas) para cada valor de latitude (linha). A ordem em que cada bloco é resolvido varia a cada interação de acordo com as prioridades de arquitetura do computador, o que torna inviável qualquer tentativa de conversão externa.

Parâmetros da função:

**lchunkid** -> Identificador local do “pedaço” do código (equivalente a linha) que está sendo resolvido pelo modelo;

**col** -> Índice referente ao número da coluna que está sendo resolvida no “pedaço” identificado no <lchunkid>;

Essas funções são calculadas no módulo <phis\_grid.F90> e devem ter sua utilização declarada da seguinte forma:

**use phys\_grid, only: get\_lat\_p, get\_lon\_p**

Essa declaração pode também ser adicionada a uma declaração já existente, como no caso:

```
use phys_grid, only: get_lat_all_p, get_lon_all_p, &  
                   get_rlat_all_p, get_rlon_all_p, &
```

### **get\_lat\_p, get\_lon\_p**

Assim como no caso da função <nstep()> também deve ser declarada uma variável inteira para receber o valor transferido por cada função. A sintaxe final para a sua utilização pode ser, por exemplo:

```
novoj=get_lat_p(lchnk,i)
```

```
novoi=get_lon_p(lchnk,i)
```

sendo <novoj> e <novoi> variáveis inteiras e <lchunk> e <i> os índices correspondentes aos parâmetros <lchunkid> e <col>.

```

!-----
!
! BOP
!
! !ROUTINE: sstint
!
! !DESCRIPTION:
!
! if "aqua_planet", specify SST's analytically (Jerry Olson).
! Otherwise, time interpolate SST's to current time, reading in new monthly data if
! necessary.
!
! Method:
!
! Author: L.Bath
!
!-----
! !INTERFACE:
!
subroutine sstint
!
! !USES:

! i MC
! INCLUI no use time_manager o get_nstep
! f MC

!i MC teste LON LAT
  use commap,    only: latdeg, londeg
  use phys_grid, only: get_lat_all_p, get_lon_all_p, &
                        get_rlat_all_p, get_rlon_all_p, &
                        get_lat_p, get_lon_p
!F MC
  use rgrid, only: nlon
  use comsrf, only: ocnfrac
  use time_manager, only: get_curr_date, get_curr_calday, &
                        is_perpetual, get_perp_date, get_nstep

!
! EOP
!
!-----Common blocks-----
#include <comctl.h>
#include <comlun.h>
!-----Local variables-----
  integer cnt3(3)      ! array of counts for each dimension
  integer strt3(3)    ! array of starting indices
  integer i,j,lchnk    ! indices
  integer ncol        ! number of columns in current chunk
  integer ntmp        ! temporary

! i MC
! incluir a declaracao do nstep
  integer :: nstep      ! current time step
! f MC

  real(r8) fact1, fact2 ! time interpolation factors
  integer :: yr, mon, day! components of a date
  integer :: ncdater    ! current date in integer format [yyyymmdd]
  integer :: ncsec      ! current time of day [seconds]
  real(r8) :: calday    ! current calendar day
  real(r8) caldayloc   ! calendar day (includes yr if no cycling)
  real(r8) deltat      ! time (days) between interpolating sst data

!*****
! minhas variaveis

  integer NI,NJ,II,JJ

```

```

! Inicio PARALELO
      integer novoi,novoj,flagi, novoi2, novoj2
      integer iclon (lonsiz), iclat(latsiz)
! Fim Paralelo
      real(r8) ETAI,SIGI,ETAJ,SIGJ,ETAT,SIGT,TMAX,PI,PI2,RPI2,SIGRPI2
      real(r8) SIGRPJ2,SIGI1,SIGJ1,SIGT1,RPT2,FMAX,TGMAX,F,F2,T,FPAR
      real(r8) FPARIIJJ, FPARsemc
!      real(r8) latcat,loncat
      real(r8) SIGRPJ2,SIGI1,SIGJ1,SIGT1,RPT2,FMAX,TGMAX,F2,T
!      real(r8) F(5000,5000)
!      real(r8) veia
!
!*****
!                               INCLUSAO DE TSM TEORICA
!
      DIMENSION F(128,64)
! Inicio PARALELO
      DIMENSION FPAR (128,64)
! Fim PARALELO
!*****

!
! Aqua planet variables
!
real(r8) pi           ! 3.14159...
real(r8) pio180      ! pi/180.
real(r8) tmp         ! temporary
real(r8) tmp1        ! temporary
real(r8) t0_max      ! max reference temperature
real(r8) t0_min      ! min reference temperature
real(r8) t0_max6     ! max asymmetric reference temperature for option 6
real(r8) t0_max7     ! max asymmetric reference temperature for option 7
real(r8) maxlat      ! cutoff latitude poleward of which SST = 0 deg C
real(r8) shift       ! number of degrees peak SST is shifted off equator
real(r8) shift9      ! number of degrees peak SST is shifted off equator for opt. 9
real(r8) shift10     ! number of degrees peak SST is shifted off equator for opt. 10
real(r8) latcen      ! center of asymmetric SST forcing
real(r8) latrad6     ! radius of asymmetric SST forcing for option 6
real(r8) latrad8     ! radius of asymmetric SST forcing for option 8
real(r8) loncen      ! center of asymmetric SST forcing
real(r8) lonrad      ! radius of asymmetric SST forcing
real(r8) xvar(plon,plat,2) ! work space
integer sst_option   ! option of analytical SST algorithm
!
!-----
!
! SPMD: Master does all the work. Sends needed info to slaves
!
  if (aqua_planet) then

    if (masterproc) then

      sst_option = 1
      pi         = 4.*atan(1.)
      pio180     = pi/180.
      if(sst_option .lt. 1 .or. sst_option .gt. 10) then
        write(6,*) 'ERROR SSTINT: sst_option must be between 1 and 10'
        call endrun
      endif
    endif
!
! Parameters for zonally symmetric experiments
!
      t0_max     = 27.
      t0_min     = 0.
      maxlat     = 60.
      shift      = 5.
      shift9     = 10.
      shift10    = 15.
!
! Parameters for zonally asymmetric experiments

```

```

!
t0_max6 = 1.
t0_max7 = 3.
latcen = 0.
loncen = 90.
latrad6 = 15.
latrad8 = 30.
lonrad = 30.

maxlat = maxlat *pio180
shift = shift *pio180
shift9 = shift9 *pio180
shift10 = shift10*pio180
latcen = latcen *pio180
loncen = loncen *pio180
latrad6 = latrad6*pio180
latrad8 = latrad8*pio180
lonrad = lonrad *pio180

if(sst_option == 1 .or. sst_option == 6 .or. &
   sst_option == 7 .or. sst_option == 8 ) then

```

**Aqua PLANET**

```

else

!
! Use year information only if a multiyear dataset
!

!-----
!*****
!*****
!
!          INCLUSAO DE TSM TEORICA
! NUMERO DE PONTOS EM LONGITUDE
!          NI=128
! NUMERO DE PONTOS EM LATITUDE
!          NJ=64

! DESLOCAMENTO EM LATITUDE
!          ETAI=19.0
! VARIANCA EM LATITUDE
!          SIGI=4.0
! DESLOCAMENTO EM LONGITUDE
!          ETAJ=109.0
! VARIANCA EM LONGITUDE
! valor normal 3
!          SIGJ=3.0
! DESCLOCAMENTO EM TEMPO (DIAS)
! valor normal 180
!          ETAT=180
! VARIANCIA DO TEMPO
!          SIGT=40.0

! VALOR DO MAXIMO DE TEMPERATURA
! valor normal 4
!          TMAX=4.0

! CTES BASICAS
!          PI=3.141592654
!          PI2=2.*PI
!          RPI2=SQRT(PI2)
!          SIGRPI2=SIGI*RPI2
!          SIGRPJ2=SIGJ*RPI2
!          SIGI1=2.*(SIGI*SIGI)
!          SIGJ1=2.*(SIGJ*SIGJ)
!          SIGT1=2.*(SIGT*SIGT)
!          RPT2=1./((SIGT*SQRT(PI2))

```

```

      FMAX=75.4
!      FMAX=380.0
!      TGMAX=275.729110209
      TGMAX=100.22

! INCLUSAO DO NSTEP

      nstep = get_nstep()

!*****
!*****

      calday = get_curr_calday()
      if ( is_perpetual() ) then
        call get_perp_date(yr, mon, day, ncsec)
      else
        call get_curr_date(yr, mon, day, ncsec)
      end if
      ncdate = yr*10000 + mon*100 + day
      if (sstcyc) then
        caldayloc = calday
      else
        caldayloc = calday + yr*daysperyear
      end if

      if (masterproc) then

        strt3(1) = 1
        strt3(2) = 1
        strt3(3) = 1
        cnt3(1) = lonsiz
        cnt3(2) = latsiz
        cnt3(3) = 1

      endif

!
! If model time is past current forward sst timeslice, read in the next
! timeslice for time interpolation. Messy logic is for sstcyc = .true.
! interpolation between December and January (np1==1). Note that
! np1 is never 1 when sstcyc is .false.
!
      if (caldayloc > cdaysstp .and. .not. (np1==1 .and. caldayloc>cdaysstm)) then
        if (sstcyc) then
          np1 = mod(np1,12) + 1
        else
          np1 = np1 + 1
        end if
        if (np1>timesiz) then
          if (masterproc) then
            write(6,*)'SSTINT: Attempt to read past end of SST dataset'
          endif
          call endrun
        end if
        cdaysstm = cdaysstp
        call bnddyi(date_sst(np1), sec_sst(np1), cdaysstp)

        if (.not.sstcyc) then
          yr = date_sst(np1)/10000
          cdaysstp = cdaysstm + yr*daysperyear
        end if

        if (np1==1 .or. caldayloc<=cdaysstp) then
          ntmp = nm
          nm = np

          np = ntmp
          if (masterproc) then
            strt3(3) = np1
          end if
        end if
      end if

```

```

        call wrap_get_vara_realx (ncid_sst,sstid,strt3,cnt3,xvar(1,1,np))
        write(6,*)'SSTINT: Read sst for date (yyyymmdd) ',date_sst(np1), &
          ' sec ',sec_sst(np1)
      endif
      call scatter_field_to_chunk(1,1,1,plon,xvar(1,1,np),sstbdy(1,begchunk,np))
    else
      if (masterproc) then
        write(6,*)'SSTINT: Input sst for date',date_sst(np1), &
          ' sec ',sec_sst(np1), 'does not exceed model date',ncdate,&
          ' sec ',ncsec,' Stopping.'
      endif
      call endrun
    end if
  end if
end if
!
! Time interpolation. Account for December-January interpolation if
! cycling sst dataset. Again note that np1 is never 1 when sstcyc is false
!
  if (np1==1) then
    ! Dec-Jan interpolation
    deltat = cdaysstp + daysperyear - cdaysstm
    if (caldayloc>cdaysstp) then
      ! We're in December
      fact1 = (cdaysstp + daysperyear - caldayloc)/deltat
      fact2 = (caldayloc - cdaysstm)/deltat
    else
      ! We're in January
      fact1 = (cdaysstp - caldayloc)/deltat
      fact2 = (caldayloc + daysperyear - cdaysstm)/deltat
    end if
  else
    deltat = cdaysstp - cdaysstm
    fact1 = (cdaysstp - caldayloc)/deltat
    fact2 = (caldayloc - cdaysstm)/deltat
  end if
!
! Check sanity of time interpolation calculation to within 32-bit roundoff
!
  if (abs(fact1+fact2-1.)>1.e-6 .or. &
    fact1>1.000001 .or. fact1<-1.e-6 .or. &
    fact2>1.000001 .or. fact2<-1.e-6) then
    if (masterproc) then
      write(6,*)'SSTINT: Bad fact1 and/or fact2=',fact1,fact2
    endif
    call endrun
  end if
!
  write (*,*)'begchunk:',begchunk,'endchunk:',endchunk
do lchnk=begchunk,endchunk
  ncol = get_ncols_p(lchnk)
  do i=1,ncol
    if (ocnfrac(i,lchnk)>=0.) then
!*****
! INCLUSAO DA TSM *****
! Usando o CHUNK da maquina
!
!
! MC - Conversao da coordenada
      novoj=get_lat_p(lchnk,i)
! MC - Conversao da coordenada
      novoj=get_lon_p(lchnk,i)

```

```

      FPAR(novoi,novoj)=(1./SIGRPI2)*EXP(-((novoj-ETAI)**2.)/(SIGI1))* &
      (1./SIGRPJ2)*EXP(-((novoi-ETAJ)**2.)/(SIGJ1))*FMAX*TMAX

      F(i,lchnk)=FPAR(novoi,novoj)

      T=nstep/72.
      F2=RPT2*EXP(-((T-ETAT)**2.)/(SIGT1))*TGMAX
! *****
! *****

      sst(i,lchnk) = sstbdy(i,lchnk,nm)*fact1 + sstbdy(i,lchnk,np)*fact2

! FIM MC
! *****Somo a anomalia *****
! *****

      sst(i,lchnk)=sst(i,lchnk)+F(i,lchnk)*F2

! MC
! Nova sst

!       if(F(i,lchnk).ne.0.0) then
!         write(*,*)'SST nova      ',sst(i,lchnk)
!       endif
! FIM MC

! *****
! *****

!   Bound the sst temp by the freezing point of sea water.
      sst(i,lchnk)=max(sst(i,lchnk),tsice)

      end if
    end do

  end do
endif

return
end subroutine sstint

end module sst_data

```