



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15737-TDI/1483

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS CONDIÇÕES
HÍDRICAS DO SOLO NO INÍCIO DA ESTAÇÃO
CHUVOSA DE 2004/2005**

Luis Ricardo Lage Rodrigues

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 16 de março de 2009.

Registro do documento original:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/02.27.17.47>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15737-TDI/1483

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DAS CONDIÇÕES
HÍDRICAS DO SOLO NO INÍCIO DA ESTAÇÃO
CHUVOSA DE 2004/2005**

Luis Ricardo Lage Rodrigues

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 16 de março de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/02.27.17.47>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Rodrigues, Luis Ricardo Lage .

R618a Avaliação do impacto das condições hídricas do solo no início da estação chuvosa de 2004/2005 / Luis Ricardo Lage Rodrigues . – São José dos Campos : INPE, 2009.
128p. ; (INPE-15737-TDI/1483)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. Sistema de monção. 2. América do Sul. 3. Umidade do solo. 4. Fluxo de calor à superfície. 5. Modelo regional ETA. 6. Precipitação. I.Título.

CDU 551.588.3 (8)

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfilmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Dirceu Luis Herdies



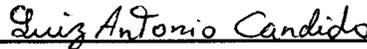
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Luiz Antônio Cândido



Convidado(a) / INPA / Manaus - AM

Aluno (a): Luis Ricardo Lage Rodrigues

São José dos Campos, 16 de março de 2009

À minha família

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Manoel Alonso Gan pela orientação, sugestão do tópico de pesquisa, pelos conhecimentos transmitidos e pela amizade.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelos recursos oferecidos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela bolsa de mestrado.

Aos professores do curso de mestrado pelos conhecimentos transmitidos.

Ao Prof. Julio Pablo Reyes Fernandez por fornecer os códigos do modelo Eta usados neste estudo, as condições necessárias para usá-los, por ensinar o básico de como rodar os experimentos e pelas sugestões nos experimentos.

Aos amigos Marcos Yoshida e Claudio Moises Santos e Silva pelas dicas de programação.

Aos amigos de pós-graduação pelo apoio durante esses dois anos de mestrado.

Aos amigos Isabel Lopes Pilotto Domingues e Weber Andrade Gonçalves pela amizade, apoio e motivação.

A todos aqueles que ajudaram direta e indiretamente a conclusão deste trabalho.

RESUMO

Estudos recentes mostram que os fluxos de calor em superfície têm uma grande importância nos sistemas de monção de todo o globo. Por outro lado, a umidade no solo desempenha um papel fundamental na distribuição dos fluxos a superfície, e uma melhor representação e entendimento dessa variável pode levar a uma melhora na previsão sazonal. Portanto, o objetivo deste estudo foi estudar a influência da umidade no solo no início da estação chuvosa da monção da América do Sul (AS). Para alcançar esse objetivo foram feitos alguns experimentos de sensibilidade usando o modelo Eta. Foram induzidas anomalias nas condições iniciais da umidade no solo na Região Amazônica e na Região central da AS, regiões estas chaves do sistemas de monção da AS. A primeira região foi escolhida porque grande parte da umidade que abastece as tempestades na monção da AS é proveniente dessa região. A segunda porque foi considerada em estudos anteriores, como núcleo da monção da AS. Para cada região, foram aplicadas anomalias de $\pm 40\%$ na condição inicial da umidade no solo, três meses antes do início da estação chuvosa de 2004/2005. Essa estação chuvosa foi escolhida porque foi considerada como tendo um início próximo da data climatológica. Foi observado que as anomalias induzidas na umidade no solo, nas duas regiões citadas anteriormente, pouco influenciou na pênitida do início da estação chuvosa, ou seja, não foi observado nem um adiantamento ou atraso na pênitida do início dessa estação chuvosa. Por outro lado, foi observado que essas anomalias realmente afetaram a distribuição dos fluxos a superfície e a precipitação na região tropical da AS no período que antecede o início da estação chuvosa. As anomalias positivas (negativas) induzidas na umidade no solo na região Amazônica favoreceram uma diminuição (aumento) da precipitação na região Amazônica e um aumento (diminuição) da precipitação na região das ZCAS, acompanhado por um deslocamento da mesma para norte, em relação a sua posição climatológica. Por outro lado, as anomalias positivas (negativas) aplicadas na umidade no solo na região central da AS, causaram uma diminuição (aumento) da precipitação no início da estação chuvosa.

HYDRIC SOIL CONDITIONS ROLE ON THE 2004/2005 RAINY SEASON ONSET

ABSTRACT

Some studies have been showed that the surface heat fluxes are important to the monsoon system around the world. The importance of the soil moisture on seasonal forecasts has also been pointed out. Therefore, the influence of the soil moisture on the early stages of the South America (SA) monsoon system was the aim of this study. Moreover, it is aimed to know if anomalously soil moisture condition would lead to either a later or an earlier date of the beginning of the rainy season or to drier or wetter precipitation conditions at the beginning of the rainy season. Four sensitivity experiments using regional Eta model were performed to achieve this purpose. Soil moisture anomalies ($\pm 40\%$) were induced in the initial conditions of the surface moisture upon two different regions of the SA. The first one is the Amazon region, which is considered very important because a great part of moisture associated with the convection on the monsoon region came from this region. The second one is the central SA, which has been considered the core of the SA monsoon system in previews studies. These sensitivity experiments were performed to the beginning of the 2004/2005 monsoonal rainy season, which was considered to have an onset rainy season date close to the climatological onset date. It was also noted that anomalously soil moisture condition almost did not affect the date of the beginning of the rainy season. On the other hand, these anomalies do affect the surface heat fluxes and precipitation in the tropical SA. The induced anomalously wet (dry) soil moisture condition in Amazon region led to a above (below) precipitation over the Amazon region and a below (above) precipitation over the South Atlantic Convergence Zone. The induced anomalously wet (dry) soil moisture condition in central SA led to a above (below) precipitation over central SA.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1	INTRODUÇÃO	29
1.1	Objetivos	30
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
2.1	Definição de monção	33
2.2	Início da estação chuvosa	40
2.3	“Feedback” entre a umidade no solo e a precipitação	44
2.4	Fluxos de calor na superfície	50
3	DADOS E METODOLOGIA	55
3.1	Dados	55
3.2	Modelo Regional Eta	56
3.3	Metodologia	59
3.3.1	Experimento de controle	59
3.3.2	Experimento de sensibilidade	61
4	RESULTADOS	67
4.1	Análise espacial da precipitação	67
4.2	Análise espacial do escoamento	72
4.3	Início da estação chuvosa pelos experimentos de controle	73
4.4	Início da estação chuvosa pelos experimentos de sensibilidade	75
4.5	Experimentos de sensibilidade na região Amazônica	77
4.5.1	Umidade no solo	77
4.5.2	Circulação atmosférica e precipitação	81
4.6	Experimentos de sensibilidade na região central da AS	100
4.6.1	Umidade no solo	100
4.6.2	Circulação atmosférica e precipitação	103

5	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	119
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Precipitação anual média (1979-1995) no (a) verão (DJF) e (b) inverno (JJA) austrais, sobre o Brasil e áreas adjacentes. A área em destaque representa a área onde a circulação de monção é observada.	34
2.2 Seção vertical do vento zonal médio (ms^{-1}), na latitude de $15^{\circ}S$ e longitude de $60^{\circ}W$. Os valores usado são médias de 7 períodos de 5 dias.	35
2.3 Regiões de monção do mundo. As áreas pintadas mais claras mostram a localização onde os critérios (a)-(c) são satisfeitos e a área pintada mais escura mostra o limite norte onde o critério (d) é satisfeito. O retângulo delimita a região de monção.	36
2.4 Dados climatológicos do vento, no nível de $900hPa$, do sistema de assimilação de dados (DAS, em inglês) da versão 1 do Goddard Earth Observing System (GEOS-1), (a) vento anual médio, (b) vento climatológico de janeiro menos o vento anual médio e (c) vento climatológico de julho menos o vento anual médio.	37
2.5 Posição da superfície da ZCIT em janeiro e julho.	38
2.6 Variação da ocorrência de dias em um mês com Radiação de Onda Longa (ROL) menor que $180Wm^{-2}$ versus latitude, nas longitudes de $80^{\circ}E$ (longitude central da região da Índia) e de $130^{\circ}E$ (sobre o oceano Pacífico oeste), nos meses de junho a setembro.	39
2.7 (a) Esquema ilustrativo do sistema de monção na AS. A parte sombreada indica a precipitação e a linha tracejada indica as zonas de convergência. Os vetores menores indicam o vento em baixos níveis ($900hPa$), o vetor maior indica a Corrente de Jato em Baixos níveis, H indica o Anticiclone Subtropical e A indica a AB. (b) Esquema da seção vertical do sistema de sistema de monção na AS, sobre uma linha de nordeste-sudoeste da América do Sul.	42
2.8 Campo composto de ROL (Wm^{-2}) para o período anterior, durante e posterior ao início (a) e ao fim (b) da estação chuvosa na região central da AS.	43
2.9 Anomalia da precipitação total, média entre as longitudes de $15^{\circ}W$ e $15^{\circ}E$, para o experimento de sensibilidade aplicando anomalia positiva na umidade no solo, na monção do oeste Africano. A anomalia foi aplicada no dia 1 de junho. (a) O experimento em que a anomalia na umidade no solo afeta tanto os fluxos radiativos e não radiativos e (b) os fluxos radiativos não são afetados.	46

2.10	Evolução esquemática da (a) condições com primavera seca para (b) condições com verão chuvoso no pico da estação chuvosa na região centro-leste do Brasil, através do abaixamento da pressão, convergência do escoamento e anomalia ciclônica na região sudeste do Brasil.	47
2.11	Média na área ($20 - 10^0S$ e $55 - 45^0W$) das mudanças da precipitação mensal (%) como uma função das mudanças da umidade no solo inicial (%) para simulações individuais que representam os “ensembles” neste estudo.	48
2.12	Distribuição de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (T_d) na CL para os “ensembles” de umidade no solo da simulação de controle (linha sólida e pontilhada, respectivamente), com umidade do solo reduzida (círculos abertos) e com umidade do solo aumentada (círculos fechados). Unidades em 0C	50
2.13	Evolução temporal da precipitação média de 10 dias (mmd^{-1}), média sobre a longitude de $105 - 120^0E$, de maio a setembro. (a) Observação (Reanálise); (b) parametrização sem processo de vegetação explícito; com processo de vegetação explícito, com condição inicial e mapa de cobertura da terra, respectivamente, (c) Reanálise e mapa de alta resolução; (d) Reanálise com umidade no solo e mapa da cobertura de solo de alta resolução; (e) Reanálise e mapa de baixa resolução.	52
2.14	Evolução temporal da precipitação média de 10 dias (mmd^{-1}), média sobre a longitude de $40 - 60^0W$, de maio a setembro. (a) Observação (Reanálise); (b) parametrização sem processo de vegetação explícito; (c) com processo de vegetação explícito, com condição inicial e mapa de cobertura da terra, respectivamente, Reanálise e mapa da cobertura de solo de alta resolução.	53
3.1	Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo Eta com 38 níveis. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a altura, em relação a atmosfera padrão.	58
3.2	Grade E de Arakawa usada no modelo regional Eta. Cada “H” representa uma variável de massa e cada “V” representa o vento horizontal. Os valores Δx e Δy são os incrementos de grade no espaço latitude-longitude rotacionado do modelo. A distância d representa o espaçamento entre dois “V” ou dois “H” consecutivos e muitas vezes é usado como indicativo da resolução espacial do modelo.	59

3.3	Mapa da classificação da cobertura da terra do NCEP GCM/SSiB para a região da AS. Tipo 1: floresta tropical; tipo 2: floresta temperada, tipo 3: floresta mista, tipo 4: floresta de coníferas, tipo 5: floresta de lariços, tipo 6: savana-cerrado, tipo 7: campos extratropicais, tipo 8: caatinga, tipo 9: semi-deserto, tipo 10: tundra, tipo 11: deserto, tipo 12: área cultivada, tipo 13: gelo permanente	61
3.4	Regiões exatas onde foram aplicadas as anomalias na umidade no solo, nos experimentos de sensibilidade.	62
4.1	Precipitação observada (mm), acumulada em 30 dias, a partir de (a) 16 de julho, (b) 15 de agosto, (c) 14 de setembro e 14 de outubro de 2004.	69
4.2	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 16 de julho de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.	71
4.3	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 15 de agosto de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.	71
4.4	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 14 de setembro de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.	71
4.5	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 14 de outubro de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.	72
4.6	Escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, a partir de 16 de julho de 2004, simulado pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP.	73
4.7	Escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, a partir de 14 de outubro de 2004, simulado pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP.	74
4.8	Séries temporais das pântadas de (a) precipitação (mm) e (b) vento zonal ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004. A série de precipitação é média na área sobre a região central da AS e a série do vento zonal é média na longitude de $60^{\circ}W$ entre as latitudes de $10^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$. A série preta representa a precipitação observada (CPC, 2006), a série vermelha representa o experimento de controle ETAIDEAL, a série verde representa o experimento de controle ETAWS e a série azul representa o experimento de controle ETAOP.	75

4.9	Séries temporais das pântadas de precipitação (mm), médias na área sobre a região central da AS, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, do experimento de sensibilidade aplicando anomalia na umidade no solo na região (a) Amazônica e (b) central da AS. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia negativa e a série verde representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia positiva.	76
4.10	Séries temporais das pântadas do vento zonal ($m s^{-1}$) em $60^{\circ}W$, médias entre as latitudes de $10^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, do experimento de sensibilidade aplicando anomalia na umidade no solo na região (a) Amazônica e (b) central da AS. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia negativa e a série verde representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia positiva.	77
4.11	Diferença entre a umidade do solo ($kg m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros $10cm$ de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAN e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.	78
4.12	Diferença entre a umidade do solo ($kg m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros $10cm$ de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.	79
4.13	Séries temporais das pântadas de umidade no solo (mm), para o período de 16 de julho de 2004 à 27 de novembro de 2005. A série da umidade no solo é média entre as longitudes de $75W$ e $55W$ e entre as latitudes de $10S$ e o equador para a camada entre (a) a superfície e $10cm$, (b) entre $10cm$ e $40cm$, (c) entre $40cm$ e $100cm$ e entre $100cm$ e $200cm$. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa o experimento ExpAN e a série verde representa o experimento ExpAP.	81
4.14	Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	82
4.15	Séries temporais das pântadas de precipitação (mm), médias na área sobre a região Amazônica, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, dos experimentos de sensibilidade ExpAN e ExpAP. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade ExpAN e a série verde representa os experimentos de sensibilidade ExpAP.	83

4.16	Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	84
4.17	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	85
4.18	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 06UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.	86
4.19	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 18UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.	87
4.20	Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	88
4.21	Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	89
4.22	Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	90
4.23	Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	91
4.24	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.	92
4.25	Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	93
4.26	Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), média em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	94

4.27	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	95
4.28	Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	96
4.29	Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	97
4.30	Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	98
4.31	Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	98
4.32	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	100
4.33	Diferença entre a umidade do solo ($kg m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros 10cm de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCN e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004. . . .	101
4.34	Diferença entre a umidade do solo ($kg m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros 10cm de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004. . . .	102
4.35	Séries temporais das pântadas de umidade no solo (mm), para o período de 16 de julho de 2004 à 27 de novembro de 2005. A série da umidade no solo é média entre as longitudes de 60W e 50W e entre as latitudes de 20S e 10S para a camada entre (a) a superfície e 10cm, (b) entre 10cm e 40cm, (c) entre 40cm e 100cm e entre 100cm e 200cm. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa o experimento ExpCN e a série verde representa o experimento ExpCP.	103
4.36	Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	104

4.37	Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	105
4.38	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	106
4.39	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 06UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.	107
4.40	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 18UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.	107
4.41	Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	108
4.42	Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004. .	109
4.43	Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	110
4.44	Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	111
4.45	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.	112
4.46	Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	113
4.47	Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	113
4.48	Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	114

4.49	Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	115
4.50	Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	116
4.51	Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	117
4.52	Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.	117

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Precipitação e evaporação média sobre a AS ($mm\text{ mês}^{-1}$).	51
3.1 Diferenças e semelhanças entre as parametrizações do ETAWS e do ETAOP. . .	57
3.2 Resumo contendo a primeira parte do experimento numérico.	60

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	–	Alta da Bolívia
ANEEL	–	Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	–	América do Sul
ASAN	–	Alta Subtropical do Atlântico Norte
CAPE	–	Convective Available Potential Energy
CC	–	Condições de Contorno
CI	–	Condições Iniciais
CINE	–	Convective Inhibition Energy
CJBN	–	Corrente de Jato em Baixos Níveis
CPC	–	Climate Prediction Center
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DAS	–	Data Assimilation System
DJF	–	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
E	–	Leste
ETAOP	–	Versão do modelo Eta usada operacionalmente no CPTEC/INPE
ETAWS	–	Versão ETA WorkStation NCEP
ENOS	–	El Niño-Oscilação Sul
GEOS-1	–	Versão 1 do Goddard Earth Observing System
GEOS-2	–	Versão 2 do Goddard Earth Observing System
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JJA	–	Junho, Julho e Agosto
MCG	–	Modelo de Circulação Geral
N	–	Norte
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
OMJ	–	Oscilação Madden-Julian
OLR	–	Outgoing Longwave Radiation
PNM	–	Pressão ao nível Médio do Mar
RegCM3	–	Modelo Climático Regional versão 3
ROC	–	Radiação de Onda Curta
ROL	–	Radiação de Onda Longa
S	–	Sul
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
W	–	Oeste
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCT	–	Zona de Convergência Tropical

LISTA DE SÍMBOLOS

C_p	– calor específico do ar seco a pressão constante
g	– aceleração da gravidade
L	– calor latente de condensação
LH	– fluxos de calor latente na superfície
p_s	– pressão à superfície
p	– Pressão ao nível Médio do Mar (PNM)
p_T	– pressão no topo do domínio ($50hPa$)
p_{LFC}	– nível de convecção livre
p_e	– nível de equilíbrio
p_0	– pressão média entre a superfície e os primeiros 500 ou 1000m da troposfera
p_{ref}	– pressão no nível mais baixo do modelo
q	– umidade específica
R	– constante do gás para o ar seco
SH	– fluxos de calor sensível na superfície
T	– Temperatura do ar
$T(p)$	– temperatura da parcela em um dado nível isobárico
$T_a(p)$	– temperatura do ambiente em um dado nível isobárico
u	– componentes zonal do vento
v	– componentes meridional do vento
\vec{V}	– vento horizontal
z_{ref}	– altura no nível mais baixo do modelo
ϕ	– geopotencial

1 INTRODUÇÃO

Várias regiões, na faixa tropical do globo, são caracterizadas por um regime de circulação de monção. Nessas regiões, mais de 2 bilhões de pessoas vivem em países em desenvolvimento, cujo principal fator econômico é a agricultura. Além da agricultura, uma crescente preocupação com o uso da água, usada tanto para o consumo no dia-dia quanto na transformação em energia, através de hidrelétricas, mostra uma grande importância de se conhecer a variabilidade intrasazonal, sazonal e interanual da circulação atmosférica de uma determinada região. Várias outras atividades econômicas, por exemplo, o turismo e a construção civil, também são dependentes de informações sobre a circulação atmosférica e a precipitação, e como essas variáveis mudam de uma estação do ano para outra.

A definição de monção mais simples diz que uma determinada região está sob circulação de monção quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos (MORAN; MORGAN, 1986). A região central da América do Sul (AS) apresenta um regime de precipitação bem definido, com aproximadamente 90% da precipitação observada na estação chuvosa, a qual ocorre durante os meses mais quentes do ano (GAN et al., 2004). Entretanto, a reversão dos ventos não é observada (RAMAGE, 1971). Isso contribuiu para que essa região não fosse considerada como tendo uma circulação de monção. Como tem sido mostrado em estudos recentes e será descrito no próximo capítulo deste estudo, a região central da AS possui algumas características que são similares a circulação de monção observadas em outras partes do globo, e outras características que são peculiares dessa região (GAN et al., 2004; JONES; CARVALHO, 2002; KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; MECHOSO et al., 2005; ZHOU; LAU, 1998; XUE et al., 2006).

A distribuição dos fluxos de calor a superfície exercem uma influência na temperatura do ar próximo a superfície e, conseqüentemente, no escoamento do ar em baixos níveis e também na energia na Camada Limite (CL). Por outro lado, a umidade no solo determina a partição da energia nos fluxos de calor sensível e latente. Por essa razão, têm-se dado uma grande importância a umidade no solo a superfície e aos fluxos de calor nos sistemas de monção de todo o mundo (COLLINI et al., 2008; GRIMM et al., 2007; MAUDER et al., 2007; XUE et al., 2004; XUE et al., 2006; ZHENG; ELTAHIR, 1998). Uma melhor representação dos processos de superfície nos modelos meteorológicos, podem levar a uma melhor simulação dos fluxos de calor sensível e latente, os quais conduzem a uma melhor simulação da temperatura do ar a superfície e, conseqüentemente, do escoamento e do transporte do fluxo de umidade dos trópicos para as regiões subtropicais. Essa hipótese foi observada nos estudos de Xue et al. (2004), Xue et al. (2006). Como conseqüência, uma melhor simulação da precipitação e sua evolução durante o início, fase de desenvolvimento e decaimento. Esses processos são ainda melhores simulados pelos modelos numéricos quando a umidade

no solo é melhor representada (GONCALVES et al., 2006; XUE et al., 2004; XUE et al., 2006).

Além disso, tem-se mostrado, em vários estudos, a existência de um “feedback” entre a umidade no solo e a precipitação (COLLINI et al., 2008; ELTAHIR, 1998; GRIMM et al., 2007; FINDELL; ELTAHIR, 1997; PAL; ELTAHIR, 2001; ZHENG; ELTAHIR, 1998). Esse “feedback” seria explicado pela alteração na distribuição dos fluxos de calor a superfície na CL, em decorrência das mudanças no albedo e na razão de Bowen devido a condições anômalas de umidade no solo. A maioria desses estudos apontam que tal “feedback” é positivo, ou seja, uma condição anômala, com mais umidade no solo que o normal, levaria à condições com precipitação futura acima do normal. Por outro lado, alguns estudos mostram um “feedback” negativo entre essas duas variáveis (GRIMM et al., 2007).

É importante se conhecer como as condições dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera na região central da AS mudam durante a transição da estação seca para chuvosa e vice versa, pois com essa informação será possível saber se o início estação chuvosa será adiantado ou atrasado, e se a estação chuvosa será mais seca (maior quantidade de períodos inativos, i.e., sem precipitação) ou mais úmida (maior quantidade de períodos ativos, i.e., com precipitação) que a climatologia (GAN et al., 2004).

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo principal estudar o impacto das condições hídricas do solo no início da estação chuvosa na região monçônica da AS, para a estação chuvosa de 2004/2005. Essa estação chuvosa foi escolhida pois a mesma teve um início próximo da data climatológica de acordo com o estudo de (GAN et al., 2004). Os seguintes objetivos específicos foram traçados com o intuito de alcançar o objetivo principal:

- a) Representar as características atmosféricas do início da monção de verão na AS, para um ano considerado normal, ou seja, com início próximo à data climatológica do início da estação chuvosa identificada por Gan et al. (2004);
- b) Realizar experimentos de sensibilidade: aplicar diferentes condições iniciais de umidade no solo, em duas regiões importantes na monção da AS (i.e., a região central da AS e a região Amazônica), objetivando conhecer como essas condições podem afetar o início da estação chuvosa na região monçônica da AS;
- c) Estudar como a distribuição dos fluxos de calor (latente e sensível) em superfície podem afetar a instabilidade atmosférica e a circulação na monção da AS;
- d) Estudar como os itens (b) e (c) podem afetar o transporte de umidade da Amazônia para a região central da AS, a precipitação e sua evolução desde o início da

estação chuvosa na região monçônica da AS.

Os resultados deste trabalho poderão contribuir para a previsão de médio e longo prazo, visto que se forem identificadas alterações nas condições atmosféricas, nas análises ou nos campos de previsões climáticas, na região central da AS, poderá ser previsto se a estação chuvosa terá um início adiantado ou atrasado.

No Capítulo 2 será apresentada a revisão bibliográfica, na qual são incluídas algumas definições de um regime de monção e uma comparação entre essas definições e a circulação atmosférica observada sobre a região tropical e subtropical da AS. No mesmo capítulo, será mostrada a importância da umidade do solo e dos fluxos de calor em superfície na circulação de monção de diferentes partes do globo. No Capítulo 3, será feita uma pequena descrição dos dados usados, as principais características do modelo Eta e dos experimentos numéricos. No Capítulo 4, serão mostrados os alguns resultados e, finalmente, no Capítulo 5, são apresentadas as conclusões.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Definição de monção

Existem na literatura diferentes critérios para definir uma região com uma circulação de monção. A mais simples é definida em [Moran e Morgan \(1986\)](#), a qual, como visto na introdução, diz que uma determinada região está sob circulação de monção quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos. Segundo os mesmos autores, essa circulação forma-se devido ao aquecimento diferenciado entre continentes e oceanos, por causa das diferentes propriedades termodinâmicas de ambos. O aquecimento diferencial entre o oceano e o continente contribui para formação de um sistema de baixa pressão, estabelecido sobre o continente nos meses mais quentes do ano (primavera e, principalmente, verão), criando um gradiente horizontal de pressão no sentido oceano-continente. O ar úmido oriundo do oceano, ao entrar em contato com o continente quente é aquecido e ascende. Durante sua ascensão, se resfria adiabaticamente e condensa, formando assim nuvens e causando precipitação. A liberação de calor latente, associada ao processo de condensação, intensifica ainda mais a convecção e, conseqüentemente, a precipitação. O ar ao alcançar os altos níveis, diverge e descende sobre o oceano, em uma superfície relativamente fria, completando deste modo a circulação leste-oeste de monção.

De acordo com a definição acima, pode-se considerar que a região central da AS possui grande parte das características de uma circulação de monção. Em relação ao regime pluviométrico, esta região se adéqua a definição acima ([GAN et al., 2004](#); [MARENGO et al., 2001](#); [ZHOU; LAU, 1998](#)), pois foram identificadas duas estações bem distintas, a estação chuvosa ocorrendo nos meses de outubro a abril (7 meses) ([Figura 2.1\(a\)](#)) e a seca nos meses de maio a setembro (5 meses) ([Figura 2.1\(b\)](#)), sendo observado na estação chuvosa na região central do Brasil, aproximadamente, 90% do total da precipitação anual ([Figura 2.1](#)) ([GAN et al., 2004](#)).

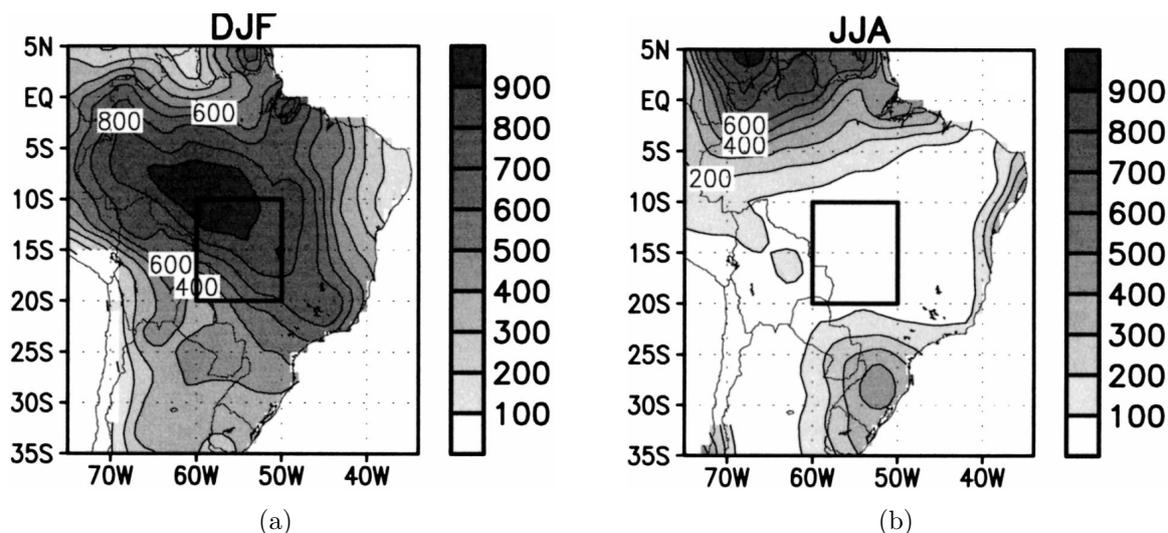


Figura 2.1 - Precipitação anual média (1979-1995) no (a) verão (DJF) e (b) inverno (JJA) austrais, sobre o Brasil e áreas adjacentes. A área em destaque representa a área onde a circulação de monção é observada.

Fonte: Gan et al. (2004)

Em relação a reversão sazonal do vento, a região central da AS apresenta somente uma reversão em relação ao vento zonal médio (GAN et al., 2004). Gan et al. (2004) observaram, através da estrutura vertical do vento zonal médio, na latitude de $15^{\circ}S$ e longitude de $60^{\circ}W$, que antes do início da estação chuvosa, os ventos de leste prevalecem em baixos níveis (até $800\ hPa$) e os ventos de oeste em médios e altos níveis, ou seja, antes do início da estação chuvosa o cisalhamento vertical do vento zonal é positivo ($\frac{\partial u}{\partial z} > 0$) (Figura 2.2). Durante a estação chuvosa, o cisalhamento vertical do vento zonal médio se inverte, passando de positivo durante a estação seca para negativo na estação chuvosa. Além disso, o momento em que ocorre a mudança na direção do vento zonal em baixos níveis caracteriza o início e o fim da estação chuvosa.

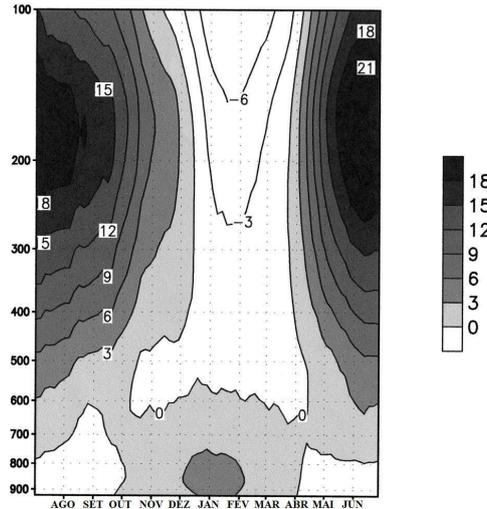


Figura 2.2 - Seção vertical do vento zonal médio (ms^{-1}), na latitude de $15^{\circ}S$ e longitude de $60^{\circ}W$. Os valores usado são médias de 7 períodos de 5 dias.

Fonte: [Gan et al. \(2004\)](#)

Outra definição de monção muito citada na literatura é sugerida por [Ramage \(1971\)](#), a qual para ser considerado como regime de monção é preciso ser uma circulação que deve se enquadrar nos seguintes critérios:

- a) A mudança da direção do vento que prevalece em pelo menos 120° deve ocorrer entre janeiro e julho;
- b) A frequência média da direção do vento que prevalece em janeiro e julho deve exceder 40%;
- c) O vento resultante médio, em pelo menos um dos meses, deve exceder $3 ms^{-1}$;
- d) Menos que uma alternância entre ciclone e anticiclone deve ocorrer a cada dois anos em cada mês em um retângulo de 50 de latitude-longitude.

De acordo com esses critérios, a região central da AS não seria considerada com uma circulação de monção. As regiões nos trópicos que atendem a esses critérios estão localizadas entre $25^{\circ}S$ e $35^{\circ}N$ de latitude e entre $30^{\circ}W$ e $170^{\circ}W$ de longitude. Nessas regiões estão localizados os continentes africano, asiático e a Oceania (Figura 2.3). Ramage (1971) atribuiu a ausência de circulação de monção na AS a dois fatores: 1) continente muito estreito em sua parte extratropical, o qual limitaria a área onde as altas polares estacionárias ou os ciclones térmicos poderiam se formar, e 2) a persistência da ressurgência ao longo da costa oeste da AS, a qual manteria a temperatura da superfície do mar mais baixa que a temperatura da superfície do ar do continente durante todo o ano.

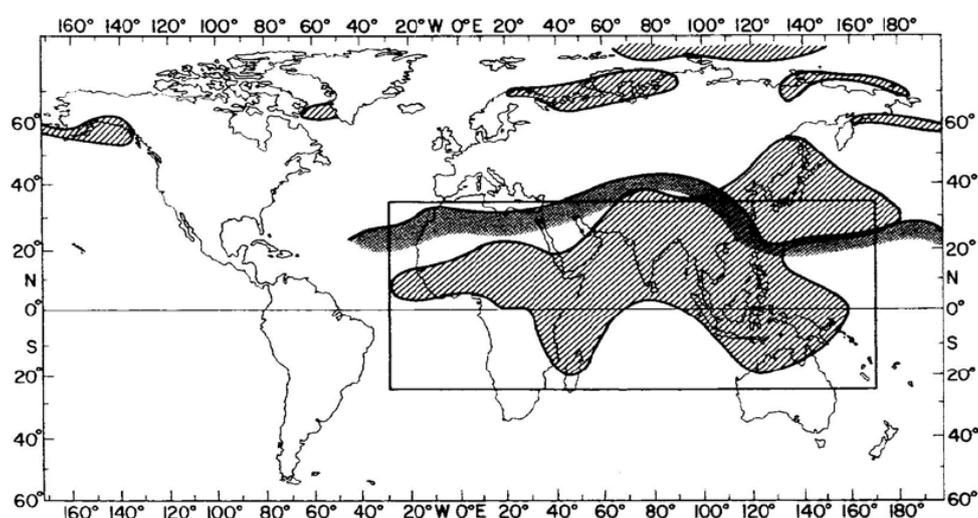


Figura 2.3 - Regiões de monção do mundo. As áreas pintadas mais claras mostram a localização onde os critérios (a)-(c) são satisfeitos e a área pintada mais escura mostra o limite norte onde o critério (d) é satisfeito. O retângulo delimita a região de monção.

Fonte: Ramage (1971)

Baseados na evolução sazonal de algumas características da circulação atmosférica, Zhou e Lau (1998) mostram que existe um sistema de monção sobre a AS. Para eles, a reversão sazonal na direção do vento não é clara por causa da prevalência dos ventos de leste que predominam durante todo o ano (Figura 2.4(a)). Entretanto, quando a componente anual média é retirada, a reversão sazonal na direção do vento torna-se visível (Figura 2.4(b) e Figura 2.4(c)).

Durante o verão austral, após remover o ciclo anual, o escoamento de nordeste em baixos níveis, associados com a Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), entra na região tropical da AS (Figura 2.4(b)). Após entrar no continente, o escoamento em baixos níveis muda de direção e torna-se de noroeste ao longo do lado leste dos Andes, e então converge

na região central da AS. No inverso austral, este escoamento em baixos níveis torna-se oposto. Esta reversão sazonal na direção do vento, em baixos níveis, é uma das características que pode provar a existência da circulação de monção na AS, segundo o estudo de [Zhou e Lau \(1998\)](#). Em altos níveis, uma circulação anticiclônica (conhecida como Alta da Bolívia, AB) é observada próximo da região de máxima precipitação no verão. O escoamento divergente dessa circulação se estende até o hemisfério norte, tal como ocorre com a monção indiana ([RAMAGE, 1971; ZHOU; LAU, 1998](#)).

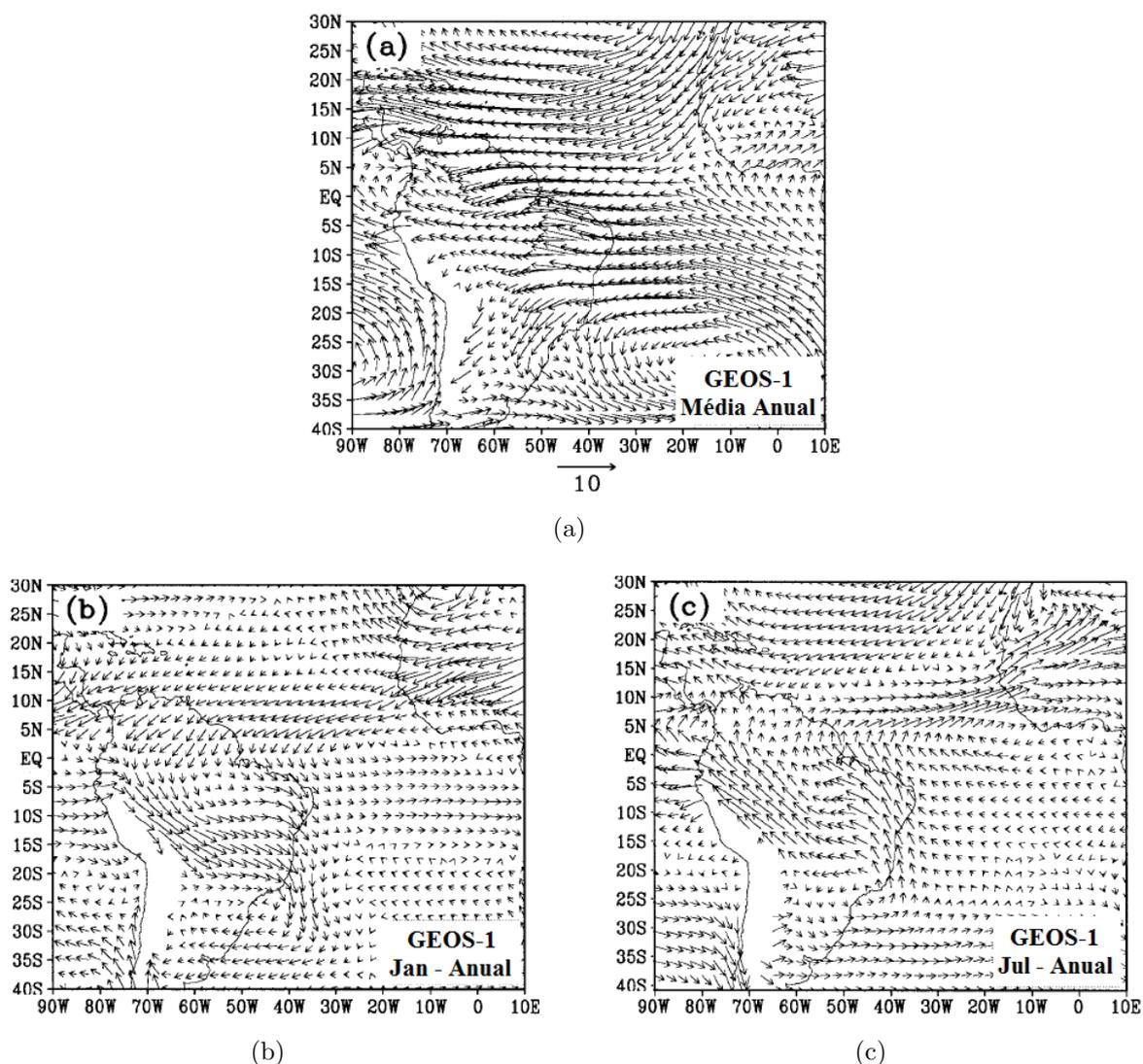


Figura 2.4 - Dados climatológicos do vento, no nível de $900hPa$, do sistema de assimilação de dados (DAS, em inglês) da versão 1 do Goddard Earth Observing System (GEOS-1), (a) vento anual médio, (b) vento climatológico de janeiro menos o vento anual médio e (c) vento climatológico de julho menos o vento anual médio.

Fonte: Adaptada de [Zhou e Lau \(1998\)](#)

Por outro lado, a definição sugerida por [Asnani \(1993\)](#) diz que uma região de monção é aquela na qual a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) varia, no mínimo, entre as latitudes de $5^{\circ}N$, em sua posição climatológica mais ao norte, e $5^{\circ}S$, em sua posição climatológica mais ao sul.

Observa-se, através da [Figura 2.5](#), a qual mostra a posição climatológica da ZCIT realizada por [Asnani \(1993\)](#) para os meses de janeiro e julho, que a região central da AS satisfaz a condição acima. Além disso, observa-se que essa área coincide com a região central da AS proposta por [Gan et al. \(2004\)](#) como sendo o núcleo da monção ([Figura 2.1](#)). Apesar de não ter deixado claro em seu texto, [Asnani \(1993\)](#) deve ter usado a atividade convectiva na região tropical da AS para esse posicionamento climatológico da ZCIT, uma vez que este é semelhante a climatologia para a mesma região feita por [Waliser e Gautier \(1993\)](#), o qual usaram a alta refletividade das nuvens, estimada por satélite, para estimar a localização da ZCIT. Por outro lado, difere em relação ao encontrado por outros autores, usando outras metodologias para delimitação da ZCIT, como a convergência dos alísios, em baixos níveis ([HASTENRATH, 1991](#)).

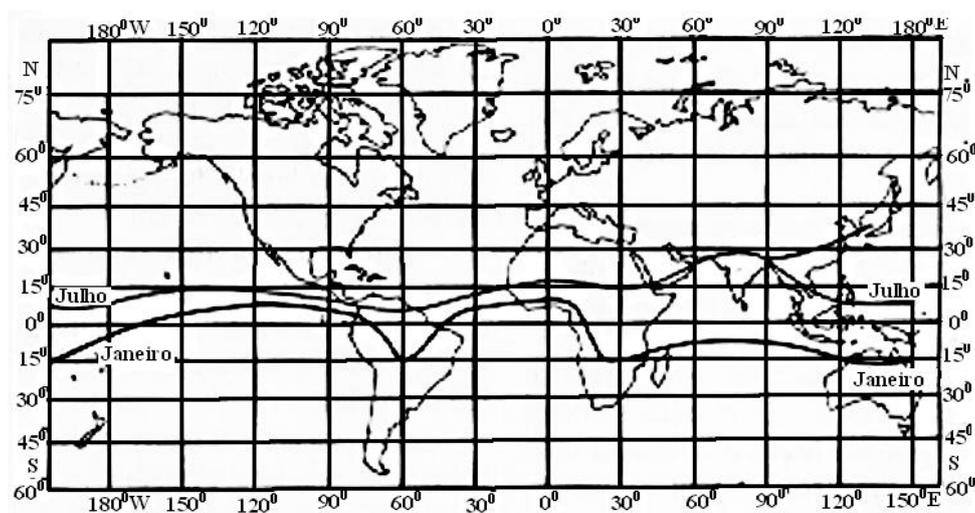


Figura 2.5 - Posição da superfície da ZCIT em janeiro e julho.

Fonte: Adaptada de [Asnani \(1993\)](#)

[Gadgil \(2003.\)](#), usando observações convencionais e imagens de satélite, fez um estudo sobre a monção na região da Índia. Segundo Gadgil, existem dois modelos conceituais sobre o sistema de monção. O primeiro é tal como mostrado nas duas primeiras definições feitas anteriormente ([MORAN; MORGAN, 1986; RAMAGE, 1971](#)), o qual, muitas vezes refere-se à monção como uma “brisa gigante”. O segundo modelo está associado ao deslocamento

sazonal da ZCIT, em resposta a variação sazonal da latitude de máxima insolação, como mostrado anteriormente, na definição de [Asnani \(1993\)](#). Estudos observacionais e numéricos sugerem que a segunda hipótese (migração da ZCIT) seja mais plausível do que a primeira (“brisa gigante”) ([GADGIL, 2003.](#)).

Segundo [Sikka e Gadgil \(1980\)](#), citado por [Gadgil \(2003.\)](#), a região com nebulosidade associada a monção da Índia, tem algumas características similares as observadas na ZCIT, tal como, convergência de massa em baixos níveis, vorticidade ciclônica intensa acima da Camada Limite (CL) e convecção profunda organizada. Além disso, na região da monção indiana, sistemas convectivos são observados em duas latitudes diferentes, uma sobre o continente aquecido e a outra sobre as águas mais quentes do oceano Índico ([Figura 2.6](#)). Por causa dessas duas bandas de atividade convectiva, o autor refere-se a observada sobre o continente de Zona de Convergência Tropical (ZCT), para diferenciar a mesma da nebulosidade da ZCIT.

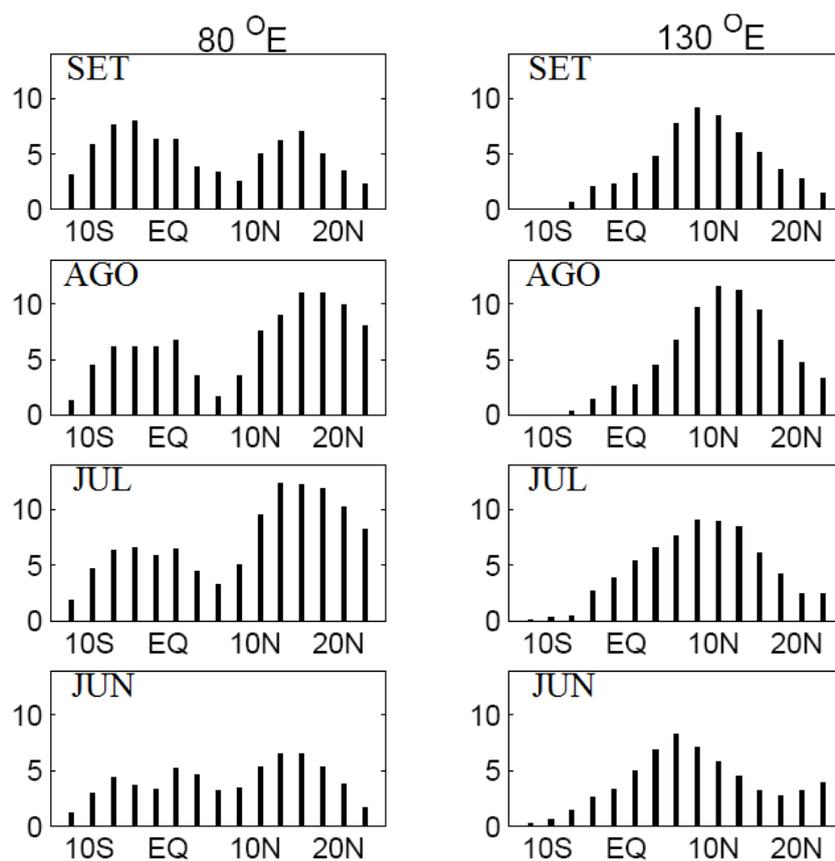


Figura 2.6 - Variação da ocorrência de dias em um mês com Radiação de Onda Longa (ROL) menor que $180Wm^{-2}$ versus latitude, nas longitudes de $80^{\circ}E$ (longitude central da região da Índia) e de $130^{\circ}E$ (sobre o oceano Pacífico oeste), nos meses de junho a setembro.

Fonte: Adaptada de [Gadgil \(2003.\)](#)

2.2 Início da estação chuvosa

Para estudos climatológicos do início da estação chuvosa, a pressão atmosférica e a precipitação são as variáveis utilizadas, pois, além de serem simples de manuseá-las matematicamente, são as que possuem a maior série de dados. Como há uma certa dificuldade em determinar o dia exato do início da estação da monção, uma média de 5 dias (pêntada) tem sido utilizada amplamente (ASNANI, 1993; GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2001).

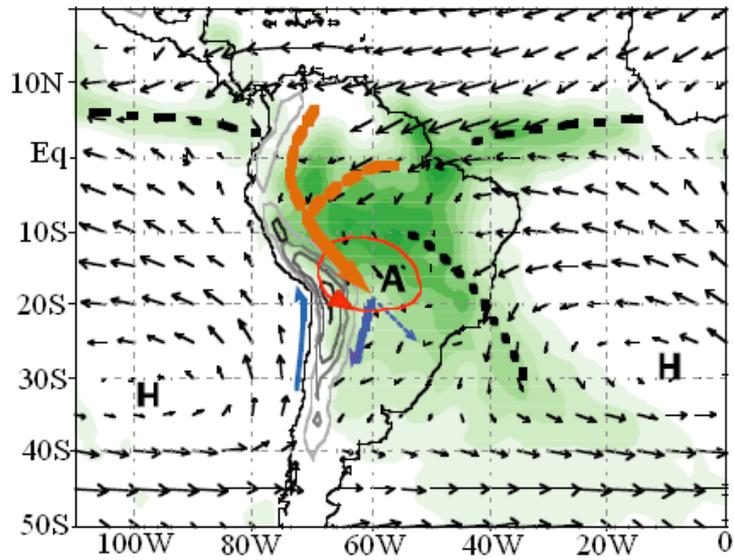
Outras variáveis, derivadas de dados de reanálise e produtos de satélites, também foram utilizadas nos últimos anos para identificar o início da estação chuvosa nos sistemas de monção. Pêntadas de Radiação de Onda Longa (ROL) é um exemplo de variável utilizada na identificação do início e evolução da estação chuvosa em vários estudos, em regiões de monção ao redor do globo, inclusive na monção da AS (GAN et al., 2004; JONES; CARVALHO, 2002; KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001). Essa variável é usada por ser uma estimativa da precipitação nos sistemas de monção, a qual decorre, em grande parte, de nuvens convectivas. As componentes horizontais do vento, derivadas da Reanálise do NCEP/NCAR, por exemplo, também são usadas para identificar o início da estação chuvosa, principalmente porque as mesmas estão disponíveis em uma grande série temporal. Um estudo usando os dados das componentes horizontais do vento para estudar o início da estação chuvosa na região de monção na AS é o realizado por Gan et al. (2004). Mais recentemente, Gan et al. (2005) utilizaram quatro índices baseados na circulação dos ventos para identificar as datas de início e final da estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil, e concluíram, ao comparar com os dados de precipitação, que o índice de vento zonal utilizado por Gan et al. (2004) é um bom indicador dessas datas.

Gan et al. (2004) notaram, em um período de 21 anos de dados, que o início, a duração e o término da estação chuvosa na região central da AS, variam de ano para ano, tal como ocorre em outras regiões monçônicas, por exemplo, na região da Índia (ASNANI, 1993). Porém, o início dessa estação tem uma maior variabilidade que o fim, o que poderia estar associado aos sistemas dinâmicos de escala sinótica atuantes nessa região, os quais iniciariam e organizariam a convecção.

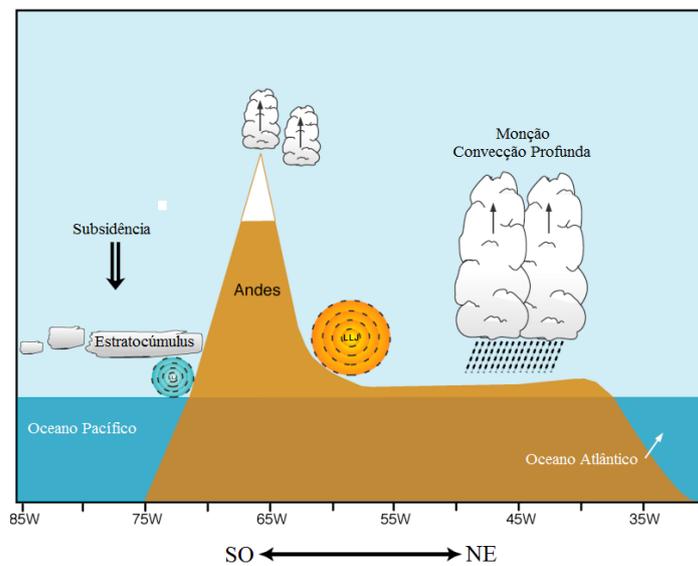
Mechoso et al. (2005) resumiram a circulação de monção na AS da seguinte forma (Figura 2.7): a precipitação associada à monção está ligada tanto com a precipitação da ZCIT do Atlântico quanto da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Kodama (1992)), tal como mostrado em outros estudos (GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2001) (Figura 2.7(a)). Na Figura 2.7(a) observa-se que a Corrente de Jato em Baixos Níveis (CJBN) desempenha um papel importante no transporte de umidade da região amazônica (umidade proveniente, em grande parte, do oceano Atlântico e reciclada nessa

região) até a parte central da AS e, conseqüentemente, aumenta a convergência do fluxo de umidade e a precipitação, na região da baixa térmica do Chaco (GAN et al., 2004; HERDIES et al., 2002; MARENGO et al., 2001; MECHOSO et al., 2005). Em altos níveis, a presença da AB é observada próximo da região de máxima precipitação. Na Figura 2.7(b), observa-se a subsidência sobre o Pacífico associada a circulação de monção. Essa subsidência cria uma camada de stratocúmulos no lado oeste da América do Sul. Essas características são semelhantes as observadas sobre a monção em outras partes do globo (MECHOSO et al., 2005; ZHOU; LAU, 1998). Portanto, Mechoso et al. (2005) concluíram que a massa continental, a orografia e a temperatura da superfície do oceano definem as características da monção da AS.

Resumidamente pode-se dizer que a estação chuvosa na região de monção da AS inicia na parte noroeste da AS, com a ZCIT do oceano Pacífico, localizada em aproximadamente $10^{\circ}N$, ajudando a desestabilizar a atmosfera e a organizar a convecção sobre o continente (GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2005; MARENGO et al., 2001). Essa convecção sobre o continente, ou seja, a ZCT da AS, tal como proposto por Gadgil (2003.) para região da Índia, então começa a propagar-se de noroeste para sudeste (Figura 2.8(a)). No fim da estação chuvosa, quando a ZCT começa a se deslocar na direção de sudeste para noroeste, uma ligação entre a ZCT e a ZCIT do oceano Atlântico é observada, tal como ocorre na monção indiana (Figura 2.8(b)) (GAN et al., 2004).



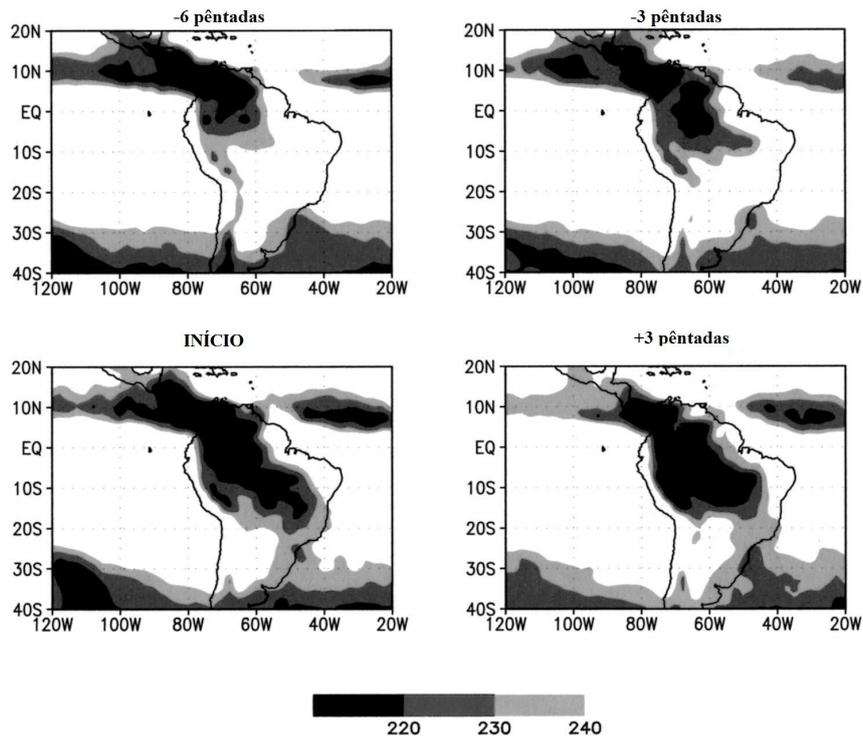
(a)



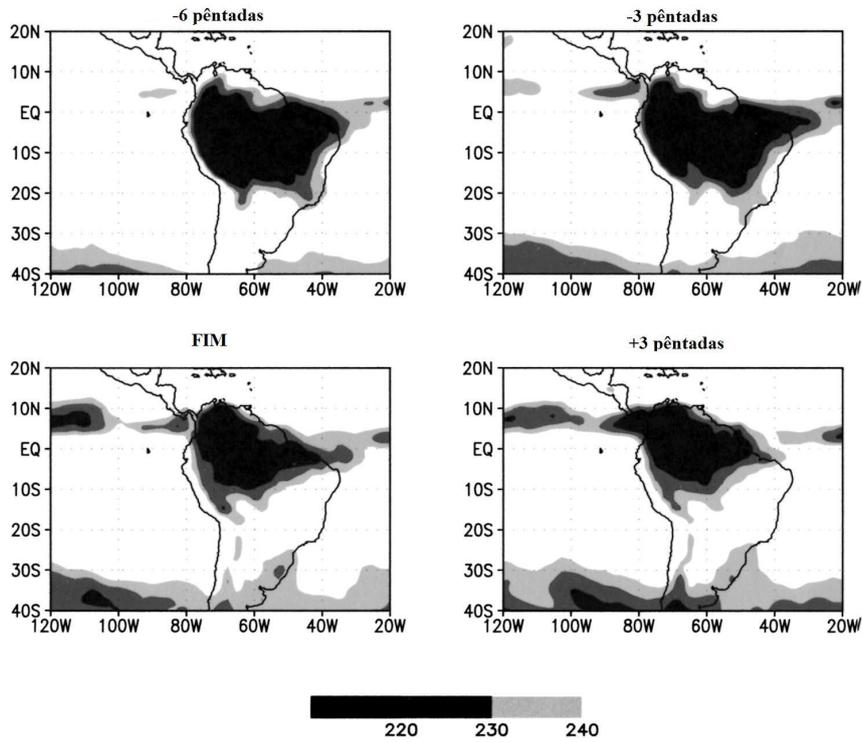
(b)

Figura 2.7 - (a) Esquema ilustrativo do sistema de monção na AS. A parte sombreada indica a precipitação e a linha tracejada indica as zonas de convergência. Os vetores menores indicam o vento em baixos níveis ($900hPa$), o vetor maior indica a Corrente de Jato em Baixos níveis, H indica o Anticiclone Subtropical e A indica a AB. (b) Esquema da seção vertical do sistema de sistema de monção na AS, sobre uma linha de nordeste-sudoeste da América do Sul.

Fonte: Adaptada de [Mechoso et al. \(2005\)](#)



(a)



(b)

Figura 2.8 - Campo composto de ROL (Wm^{-2}) para o período anterior, durante e posterior ao início (a) e ao fim (b) da estação chuvosa na região central da AS.

Fonte: Adaptada de [Gan et al. \(2004\)](#)

2.3 “Feedback” entre a umidade no solo e a precipitação

Existem na literatura vários estudos que explicam o “feedback” entre a umidade no solo e a precipitação (COLLINI *et al.*, 2008; ELTAHIR, 1998; GRIMM *et al.*, 2007; ZHENG; ELTAHIR, 1998). Um dos mecanismos que explicam esse “feedback” foi proposto por Eltahir (1998), em que um “feedback” positivo entre a umidade no solo e a precipitação, ou seja, um solo mais úmido que o normal, sobre uma determinada região, favorece a um aumento da precipitação futura, através da interação entre a umidade no solo e a atmosfera, mais especificamente, essa mudança anômala no solo levaria a uma diminuição do albedo e da razão de Bowen. O modo mais dominante proposto por Eltahir (1998) explica fisicamente como a variabilidade nas condições na umidade no solo pode afetar as condições atmosféricas, principalmente na CL, e por consequência, a precipitação. Esse mecanismo foi testado usando observações (ELTAHIR, 1998) e experimentos numéricos (ZHENG; ELTAHIR, 1998).

Primeiramente, sabe-se que um solo mais úmido, principalmente sua primeira camada, tem um albedo menor que um solo mais seco. Com isso, em condições em que a primeira camada do solo esteja mais úmida que o normal, uma maior absorção de Radiação de Onda Curta (ROC) que chega a superfície é observada, em relação aquela encontrada em um solo mais seco. Isso implica que um solo mais úmido tende a aumentar o saldo de ROC na superfície, aumentando, com isso, a temperatura da mesma. Por outro lado, um solo mais úmido favorece a um maior fluxo de calor latente para atmosfera, acompanhado por um menor fluxo de calor sensível, favorecendo uma diminuição da temperatura da superfície e um aumento da umidade na CL. Com uma menor temperatura na superfície, o solo emite menos ROL para atmosfera, ao mesmo tempo, uma maior quantidade de umidade na CL aumenta o efeito estufa na região, fazendo com que mais ROL seja re-emitido de volta a superfície, aumento com isso, o saldo de ROL na superfície. Como consequência, um solo mais úmido tende a aumentar o saldo de radiação total (a soma do saldo de ROC e ROL) na superfície. Portanto, a partição dos fluxos de superfície ajuda a explicar o aumento no saldo de radiação a superfície, devido a um aumento na umidade no solo. Por outro lado, o aumento no saldo de radiação total em superfície explica um aumento no total dos fluxos de calor (latente e sensível) em superfície que é liberado do solo para a atmosfera.

Eltahir (1998) usou a energia estática úmida, a qual é a soma da energia potencial mais o calor sensível e latente, para descrever a energia na CL. Um solo úmido contribui para um maior transporte dos fluxos de calor do solo para atmosfera, por essa razão, essa condição favorece a um aumento da energia estática úmida na CL. Sabe-se que a energia estática úmida tem um papel importante na dinâmica da convecção local e na circulação de grande escala. Por exemplo, um gradiente vertical negativo de energia estática úmida pode levar a formação de convecção local sobre uma determinada região (ELTAHIR, 1998).

Por outro lado, se um gradiente horizontal de energia estática úmida for observado em uma grande região, uma circulação térmica direta se desenvolve para redistribuição dessa energia (ELTAHIR, 1998). Essa circulação térmica direta favorece a convecção em grande escala (e.g., como as observadas nos sistemas de monção). Além disso, um solo mais úmido resulta em um aumento da temperatura do bulbo úmido (T_w) e uma diminuição da temperatura do bulbo seco (T), como conseqüência, uma diminuição da depressão pisiométrica ($T - T_w$), e o abaixamento da base das nuvens. Esse seria outro fator para o aumento da precipitação em decorrência do aumento na umidade no solo. Todos esses fatores mostram que um solo mais úmido favorece um aumento na precipitação, em decorrência da precipitação local ou de grande escala.

O experimento numérico de Zheng e Eltahir (1998), o qual foi realizado na monção do oeste Africano, além de confirmar o mecanismo de “feedback” proposto por Eltahir (1998) (descrito acima), mostrou a importância que o efeito da anomalia na umidade no solo tem nos processos radiativos e na conseqüente anomalia na precipitação. O experimento de sensibilidade, aplicando anomalia positiva na umidade no solo no início do verão, resultou em um aumento da precipitação no pico da estação chuvosa. Entretanto, quando os efeitos radiativos não foram levados em conta, ou seja, quando a anomalia na umidade no solo não afetou os fluxos radiativos, a anomalia na precipitação foi menor (Figura 2.9).

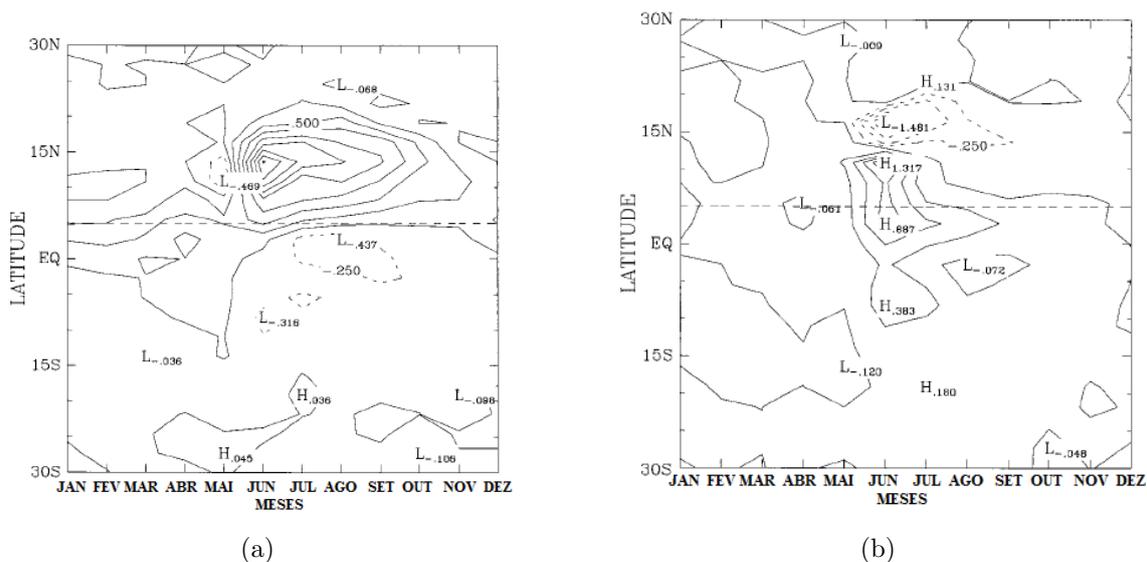


Figura 2.9 - Anomalia da precipitação total, média entre as longitudes de $15^{\circ}W$ e $15^{\circ}E$, para o experimento de sensibilidade aplicando anomalia positiva na umidade no solo, na monção do oeste Africano. A anomalia foi aplicada no dia 1 de junho. (a) O experimento em que a anomalia na umidade no solo afeta tanto os fluxos radiativos e não radiativos e (b) os fluxos radiativos não são afetados.

Fonte: Zheng e Eltahir (1998)

Grimm et al. (2007) estudaram a ligação entre as condições atmosféricas na primavera com a circulação e, conseqüentemente, com a precipitação observada no verão, na região centro-leste do Brasil, a qual está contida na região da monção da AS, como mostrado anteriormente. Foi observado, através de análise de correlação e experimento de sensibilidade usando o modelo climático regional versão 3 (RegCM3), uma correlação inversa entre a precipitação na primavera e a temperatura do ar a superfície, no final da primavera, na região centro-leste do Brasil. Além disso, foi observado uma correlação positiva entre a temperatura do ar a superfície, no final da primavera, na região sudeste do Brasil, com a precipitação no pico da estação chuvosa, na região centro-leste do Brasil. Sendo estas correlações maiores durante eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS), em relação a eventos não ENOS. Baseados nesses resultados propuseram que condições de seca (i.e., sem nebulosidade e precipitação) observadas durante primavera, na região centro-leste do Brasil, levaria a condições de solo com menos umidade e maior temperatura do ar a superfície, no final da primavera. A orografia da região sudeste do Brasil contribuiu para que a temperatura naquela região fosse ainda maior. Além disso, em condições sem nebulosidade, maior ROC incidente aqueceria mais as águas oceânicas na costa da região sudeste, fazendo com que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) fique maior. Essas condições levariam ao abaixamento da pressão, maior convergência de massa e aumento da convecção na região

sudeste do Brasil (Figura 2.10(a)). Com isso, uma circulação ciclônica anômala era observada na região sudeste do Brasil, aumentando o transporte do fluxo de umidade da região Amazônica para região centro-leste do Brasil (Figura 2.10(b)). A convergência do fluxo de umidade associada a circulação ciclônica contribuiu a condições de precipitação intensa no pico da estação chuvosa, nessa região, e o aumento da TSM de intensificar ainda mais a convecção na região. O oposto seria observado em condições de primavera chuvosa. Esse mecanismo, diferente do proposto por Eltahir (1998), Zheng e Eltahir (1998), propõe um “feedback” negativo entre a umidade no solo na primavera com a precipitação observada no verão na região centro-leste da AS.

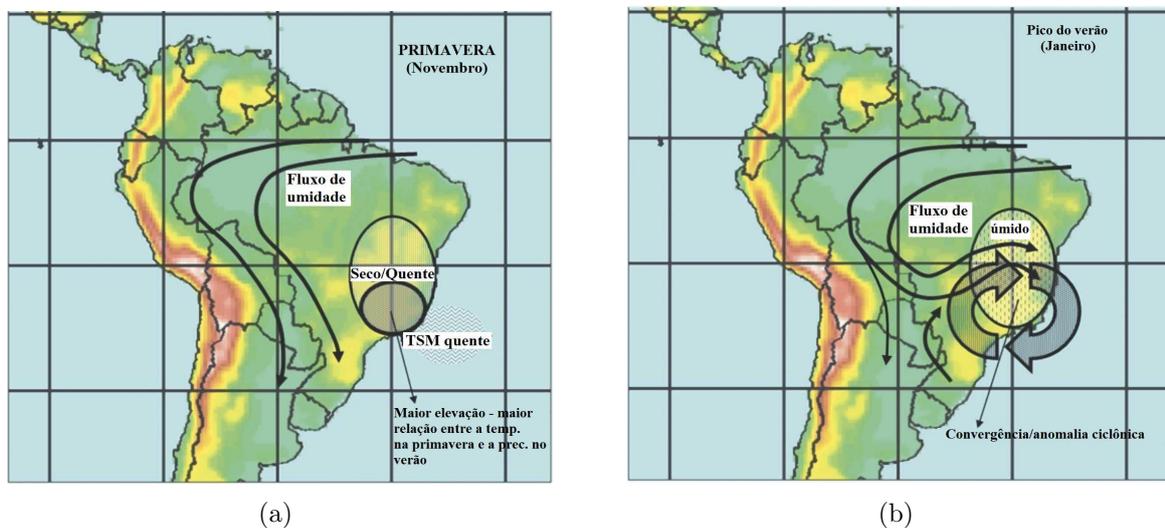


Figura 2.10 - Evolução esquemática da (a) condições com primavera seca para (b) condições com verão chuvoso no pico da estação chuvosa na região centro-leste do Brasil, através do abaixamento da pressão, convergência do escoamento e anomalia ciclônica na região sudeste do Brasil.

Fonte: Adaptada de Grimm et al. (2007)

Collini et al. (2008) também fizeram um experimento de sensibilidade às condições iniciais de umidade no solo para estudar a relação entre essa variável e a precipitação no início da estação chuvosa na monção da AS. Nesse caso, experimentos utilizando o modelo regional Eta foram feitos para 4 outubros de anos diferentes, um ano de El Niño (1982), um ano de La Niña (1983) e dois anos neutros (1981 e 1999). Para observar o efeito da umidade no solo, foram feitos três tipos de simulações, com $\pm 15\%$, $\pm 30\%$ e $\pm 45\%$ da umidade inicial, fazendo com que o conjunto de simulações tivesse 12 membros. Observou-se que, apesar da modificação da umidade no solo ter sido feita na condição inicial, seu efeito foi observado em toda integração. As anomalias na umidade no solo foram aplicadas para toda região da AS, e não para uma região específica (no núcleo da monção, por exemplo). Os autores

argumentam que o “feedback” entre a umidade no solo e a precipitação só é observado em algumas regiões específicas, como a região central da AS. Uma maior resposta à variação na umidade no solo foi observada quando a mesma foi reduzida, por isso uma ênfase maior foi dada ao experimento fazendo com que a umidade no solo tivesse -15% , -30% e -45% da condição inicial (Figura 2.11). Esse resultado também foi observado em outros estudos, por exemplo, em Pal e Eltahir (2001). Por outro lado, o “feedback” positivo entre as duas variáveis é evidente, confirmando o resultado de estudos anteriores (D’ODORICO; PORPORATO, 2004; ELTAHIR, 1998; FINDELL; ELTAHIR, 1997; PAL; ELTAHIR, 2001; ZHENG; ELTAHIR, 1998). Pouca relação foi observada entre a forçante de grande escala (ENOS) e a precipitação no início da estação chuvosa (Figura 2.11), tal como observado por Gan et al. (2004).

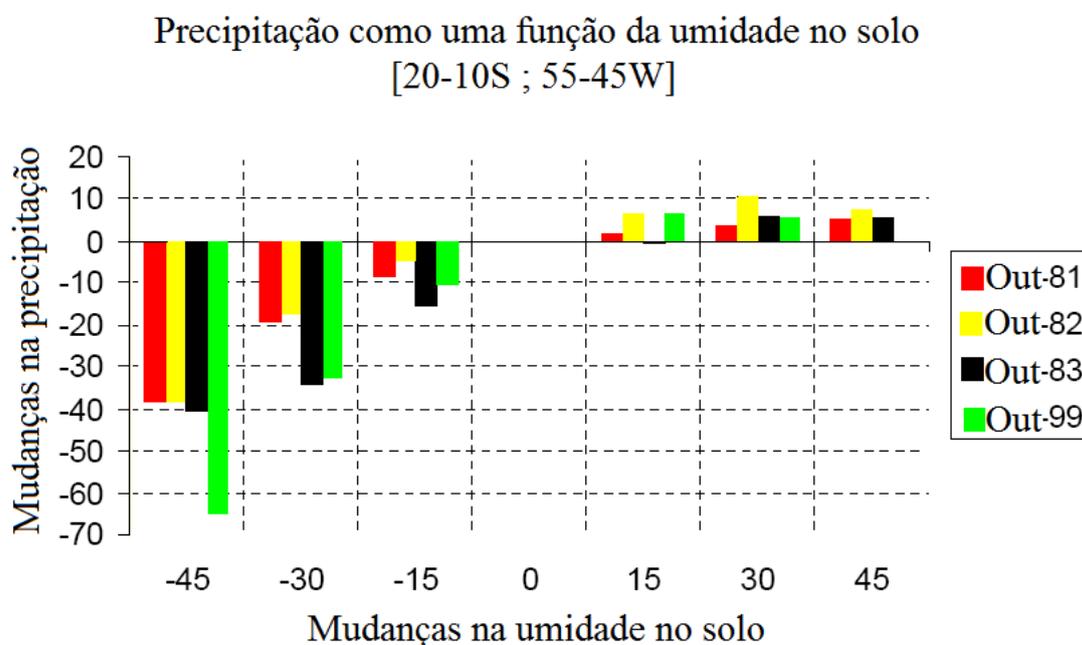


Figura 2.11 - Média na área (20 – 10⁰S e 55 – 45⁰W) das mudanças da precipitação mensal (%) como uma função das mudanças da umidade no solo inicial (%) para simulações individuais que representam os “ensembles” neste estudo.

Fonte: Adaptada de Collini et al. (2008)

Baseados em seu estudo, Collini et al. (2008) sugerem duas hipóteses para explicar tal “feedback” positivo. A primeira, relacionada a efeitos locais, está associada as alterações nos fluxos de calor a superfície. Uma diminuição na umidade no solo levaria a um aumento do fluxo de calor sensível e uma diminuição do fluxo de calor latente (evapotranspiração) e, conseqüentemente, a um aumento da razão de Bowen. Esses fluxos de calor a superfície tendem a fazer com que ocorra um aumento de ROL perdida para o espaço (ROL torna-se

mais negativo) e um aumento de ROC ganho pela superfície (ROC torna-se maior), pois uma menor cobertura de nuvens convectivas leva a uma diminuição do albedo, fazendo com que mais ROC alcance a superfície. Além disso, alterações nos fluxos a superfície levam a mudanças nas características da CL, ou seja, um aumento do fluxo de calor sensível leva a formação uma CL mais quente e profunda e a diminuição do fluxo de calor latente, a formação de uma CL mais seca (Figura 2.12). Com o aumento da temperatura e a diminuição da umidade na CL, a energia potencial disponível para convecção (CAPE) foi diminuída e a energia de inibição da convecção (CINE) aumentada.

Portanto, diminuindo a instabilidade da atmosfera. Ou seja, a diminuição da umidade foi mais importante que o aumento da temperatura (a qual está geralmente associada a um aumento do CAPE), e levou a um aumento do CINE e a uma diminuição da CAPE. A segunda, relacionada a efeitos regionais, está associada ao transporte do fluxo de umidade. Uma CL mais profunda leva a uma intensificação da CJBN e a um deslocamento da mesma para níveis mais elevados. Entretanto, por causa da baixa umidade na CL, devido a baixa evapotranspiração, uma diminuição no transporte do fluxo de umidade e na convergência do mesmo no núcleo da monção, levam a uma diminuição da precipitação no núcleo da monção, e portanto um retardo do início da estação chuvosa. Essa explicação concorda com o mecanismo de “feedback” proposto por Eltahir (1998) e confirmado em outros estudos (ZHENG; ELTAHIR, 1998; PAL; ELTAHIR, 2001).

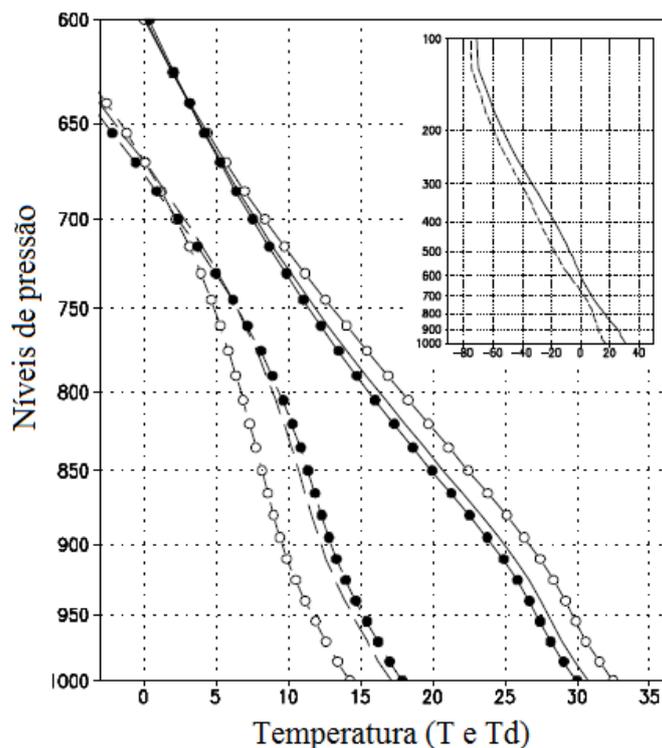


Figura 2.12 - Distribuição de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (T_d) na CL para os “ensembles” de umidade no solo da simulação de controle (linha sólida e pontilhada, respectivamente), com umidade do solo reduzida (círculos abertos) e com umidade do solo aumentada (círculos fechados). Unidades em $^{\circ}C$.

Fonte: Adaptada de [Collini et al. \(2008\)](#)

2.4 Fluxos de calor na superfície

[Xue et al. \(2004\)](#) e [Xue et al. \(2006\)](#) estudaram os impactos dos processos de superfície na estrutura e características do sistema de monção do leste asiático e oeste africano, e da AS, respectivamente, assim como sua evolução no início da estação chuvosa. Nesses estudos, os dados do Modelo de Circulação Geral (MCG) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) foram acoplados com duas parametrizações diferentes, uma com os processos de vegetação explícitos e o outro sem, no cálculo dos fluxos de superfície. Na parametrização com processos de vegetação explícitos, foram feitas 3 simulações diferentes, variando a condição inicial e da cobertura da terra. No caso da condição inicial, foram usados os dados de Reanálise com e sem observações de umidade no solo. Com isso pôde-se verificar a importância da umidade no solo na simulação da circulação de monção. No caso da cobertura da terra, foram usados dois tipos mapas de cobertura da terra, um com alta resolução e outro com resolução mais grosseira para avaliar a importância da cobertura vegetal.

Ambas as parametrizações (com e sem os processos de vegetação explícitos) mostraram resultados similares em escala global, porém diferenças significantes em escala regional, principalmente na simulação do calor sensível (XUE et al., 2004; XUE et al., 2006). Em escala regional, o gradiente de temperatura, o escoamento em baixos níveis e o transporte de umidade foram melhor simulados com os processos de vegetação explícitos. Com isso, a evolução da precipitação nos sistemas de monção estudados foi melhor capturada quando os processos de vegetação foram tratados explicitamente (Figura 2.13 e Figura 2.14). Entretanto, usando observações de umidade no solo na condição inicial, a simulação de tal propagação foi ainda mais realística (Figura 2.13, caso S2, para a monção no leste asiático e Tabela 2.1, para a monção na AS). Uma melhora na previsão da precipitação, em diferentes escalas temporais, em decorrência de uma melhor representação da umidade no solo também foi observada em outros estudos (GONCALVES et al., 2006). Portanto, nesses estudos, foram observados que uma melhor representação do calor sensível em superfície tende a melhorar a simulação da temperatura e da pressão, as quais estão associadas a mudanças no escoamento e, por conseguinte, no transporte de umidade. Portanto, uma melhor simulação da precipitação.

Tabela 2.1 - Precipitação e evaporação média sobre a AS ($mm\text{ mês}^{-1}$).

	Precipitação				Evaporação	
	Observação	Caso C	Caso S1	Caso S2	Caso C	Caso S1
ANUAL	114	137	123	121	111	83
JAN	144	180	162	163	128	95
FEV	158	187	180	175	128	97
MAR	141	178	170	162	121	93
ABR	149	151	146	140	108	84
MAI	111	128	109	110	107	80
JUN	92	98	90	86	91	75
JUL	91	84	81	80	90	73
AGO	64	76	73	71	91	71
SET	75	97	80	77	102	74
OUT	102	136	107	116	116	81
NOV	119	150	127	126	124	90
DEZ	128	175	149	149	130	93

Fonte: Adaptada de Xue et al. (2006)

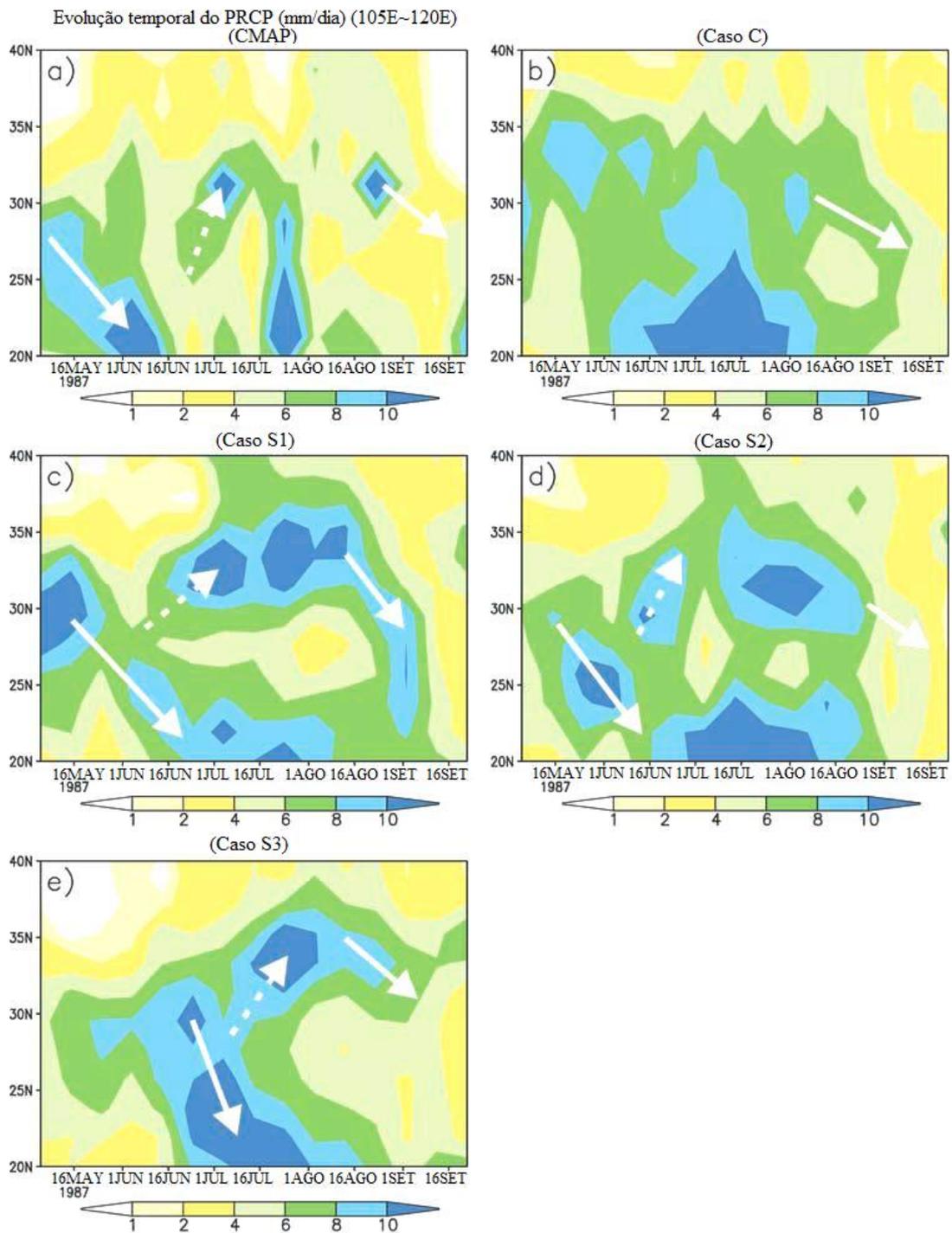


Figura 2.13 - Evolução temporal da precipitação média de 10 dias (mmd^{-1}), média sobre a longitude de $105 - 120^{\circ}E$, de maio a setembro. (a) Observação (Reanálise); (b) parametrização sem processo de vegetação explícito; com processo de vegetação explícito, com condição inicial e mapa de cobertura da terra, respectivamente, (c) Reanálise e mapa de alta resolução; (d) Reanálise com umidade no solo e mapa da cobertura de solo de alta resolução; (e) Reanálise e mapa de baixa resolução.

Fonte: Adaptada de Xue et al. (2004)

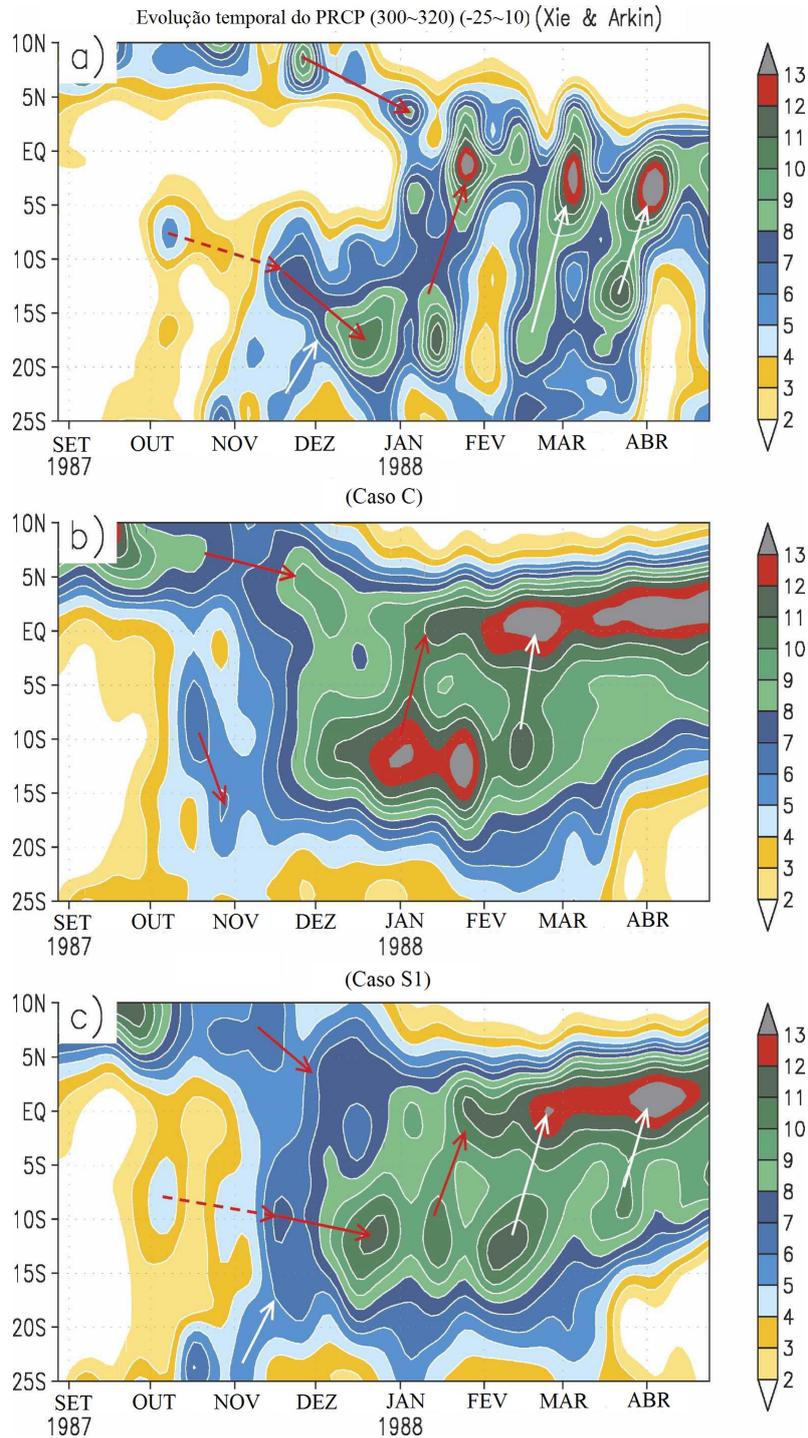


Figura 2.14 - Evolução temporal da precipitação média de 10 dias (mmd^{-1}), média sobre a longitude de $40 - 60^{\circ}W$, de maio a setembro. (a) Observação (Reanálise); (b) parametrização sem processo de vegetação explícito; (c) com processo de vegetação explícito, com condição inicial e mapa de cobertura da terra, respectivamente, Reanálise e mapa da cobertura de solo de alta resolução.

Fonte: Adaptada de Xue et al. (2006)

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste estudo, foi feito um experimento numérico de sensibilidade usando o modelo regional Eta para estudar a influência da umidade do solo no início da estação chuvosa na região central da AS. Este modelo foi escolhido porque é usado em pesquisa e operacionalmente em vários centros nacionais de meteorologia (BLACK, 1994), inclusive no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) (CHOU, 1996; CHOU, 1998; CPTEC, 2006). Esse modelo mostrou-se eficiente na simulação das condições atmosféricas de mesoescala sob regiões com e sem topografia (BLACK, 1994), como no caso das regiões próxima dos Andes e as regiões central e sudeste da AS, as quais desempenham uma grande importância direta e indireta na circulação de monção da AS (GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2007; MECHOSO et al., 2005). Neste capítulo, será feita uma descrição dos dados usados, do modelo regional Eta, além da metodologia a ser usada neste trabalho.

3.1 Dados

Para este estudo foram utilizados os seguintes conjuntos de dados:

- **Análises do NCEP:** Essas análises estão na resolução horizontal e vertical do modelo global T062L28 do NCEP. As mesmas foram usadas como Condição Inicial (CI) e Condição de Contorno (CC) a cada 6 horas. Essas análises foram interpoladas para a resolução do modelo Eta.
- **Reanálise II NCEP/DOE:** Esse sistema faz o uso das análises geradas pelo MCG spectral do NCEP, com truncamento triangular de número de onda 62 (equivalente a 210 km), 28 níveis sigma na vertical (T62L28) e uma resolução temporal de 6h. Maiores detalhes sobre esse sistema de assimilação de dados podem ser encontradas em Kalnay et al. (1996). O projeto Reanálise II NCEP/Department of Energy (DOE) (NCEP/DOE) é uma continuação do projeto Reanálise I e teve como objetivo principal corrigir alguns erros conhecidos (erros humanos e do sistema em si), tais como, erro na análise de cobertura de neve, erro no albedo oceânico, etc; além de fazer atualizações na parametrização de alguns processos físicos, tais como, na parametrização de onda curta, na parametrização convectiva, na física da CL e na difusão de umidade (KANAMITSU et al., 2002; KISTLER et al., 2001). Isso levou a um aprimoramento de alguns campos, por exemplo, no campo de umidade do solo e temperatura próximos da superfície sobre os continentes, cobertura de neve, fluxos de radiação sobre o oceano, fluxos de superfície sobre os continentes (KANAMITSU et al., 2002).

- **Dados de precipitação do CPC:** Análise de precipitação diária para o Brasil produzida pelo Climate Prediction Center (CPC) foi usada neste estudo. Essa análise está em pontos de grade de 1° de latitude por 1° de longitude e localizada no domínio entre $60^\circ S$ e $15^\circ N$ de latitude e entre $30^\circ W$ e $90^\circ W$ de longitude, para o período de 01 de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2005. Essa análise é baseada nos dados da precipitação diária das estações meteorológicas de várias agências e institutos de pesquisas nacionais e regionais. Maiores detalhes podem ser encontrados em [CPC \(2006\)](#).
- **TSM:** Foram usados os dados de TSM global de [Reynolds e Smith \(1994\)](#). Esses dados são médias semanais e possuem uma resolução espacial de 1° de latitude por 1° de longitude. Os mesmos estão disponíveis no seguinte portal: http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/.Reyn_Smith01v2/overview.html.

3.2 Modelo Regional Eta

Neste estudo, foram usadas duas versões do modelo regional Eta: a usada operacionalmente no grupo de clima do CPTEC/INPE (denominado daqui por diante, ETAOP) e uma versão do mesmo modelo com uma física mais atualizada, conhecida como versão ETA WorkStation NCEP (daqui por diante, ETAWS). Apesar do modelo ETAWS apresentar algumas atualizações nos processos físicos em relação ao modelo ETAOP, as características gerais são semelhantes para ambas as versões ([FERNANDEZ, 2008](#)).

As variáveis resolvidas pelo modelo Eta explicitamente nas equações primitivas são: temperatura, umidade específica, componentes zonal e meridional do vento, pressão e energia cinética turbulenta ([BLACK, 1994](#)). O modelo usa a integração temporal “split-explicit”.

Nas equações primitivas, as variáveis que não são resolvidas explicitamente, são resolvidas implicitamente, através de parametrizações. As principais parametrizações do modelo são apresentadas na [Tabela 3.1](#).

Tabela 3.1 - Diferenças e semelhanças entre as parametrizações do ETAWS e do ETAOP.

Parametrização	ETAWS	ETAOP
Esquema de convecção	Betts-Miller (BETTS; MILLER, 1986), com modificações de Janjic (1994) ou Kain-Fritsch (KAIN, 2004)	Betts-Miller (BETTS; MILLER, 1986), com modificações de Janjic (1994)
Processos de superfície	NOAH (CHEN et al., 1997) com 4 camadas de solo	OSU 2 camadas de solo
ROC	Lacis e Hansen (1974)	
ROL	Fels e Schwarzkopf (1975)	
Turbulência e CL	Mellor-Yamada 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982) e a teoria da similaridade de Monin-Obukhov na camada da superfície, com funções de estabilidade de Paulson (1970)	

Neste estudo, o esquema de convecção usado nos experimentos ETAWS foi o Betts-Miller (BETTS; MILLER, 1986), com modificações de Janjic (1994).

O modelo usa a coordenada vertical η (Eta), definida pela Equação 3.1 (BLACK, 1994; MESINGER et al., 1988). O modelo utiliza 38 níveis na vertical (Figura 3.1) (BLACK, 1994), os quais estão distribuídos de forma assimétrica, com um maior número de camadas próximas da superfície e diminuindo com aumento da altura, apresentado um máximo secundário próximo da tropopausa. O máximo de níveis verticais próximos a superfície tem como objetivo representar melhor os processos físicos que ocorrem na CL, tal como trocas de energia e umidade entre o solo e a atmosfera. O máximo secundário em altos níveis objetiva dar ênfase aos processos associados a dinâmica da alta troposfera, tal como o jato em altos níveis. O nível mais baixo está localizado em, aproximadamente, 20 m de altura, enquanto que o nível mais alto é o de 25 hPa.

$$\eta = \underbrace{\left(\frac{p - p_T}{p_s - p_T} \right)}_{\sigma} \left(\frac{p_{ref}(z_{ref}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right) \quad (3.1)$$

onde p_s é a pressão à superfície, p_T é a pressão no topo do domínio (25hPa), p_{ref} e z_{ref} são a pressão e a altura no nível mais baixo do modelo. p_{ref} é a pressão para uma dada altura usando valores da atmosfera padrão (e.g., $p_{ref} \approx 900hPa$ para uma altura de 1000m).

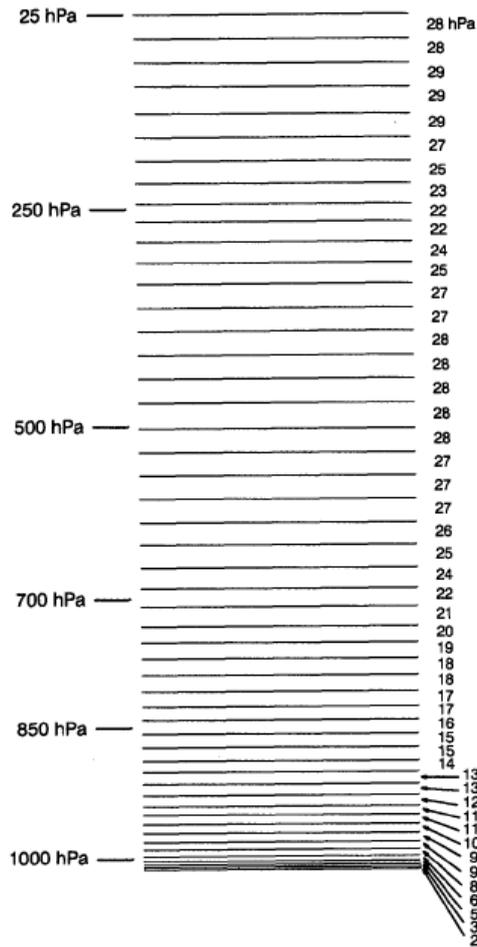


Figura 3.1 - Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo Eta com 38 níveis. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a altura, em relação a atmosfera padrão.

Fonte: Black (1994)

A resolução horizontal usada neste trabalho foi de 40km , a mesma usada pelo grupo de clima do CPTEC/INPE. O modelo discretiza as equações usando a grade horizontal E de Arakawa (Figura 3.2) (BLACK, 1994; CHOU, 1996; CPTEC, 2006). Esta grade é regular em coordenadas esféricas, tal que o Equador e o meridiano principal estejam localizado no centro da área de previsão. Com isso, a convergência entre os paralelos e meridianos são minimizados na região central do domínio.

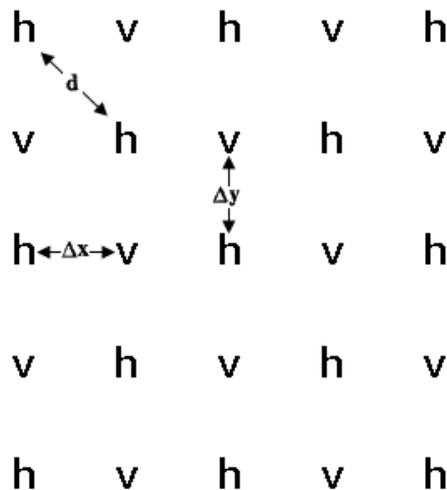


Figura 3.2 - Grade E de Arakawa usada no modelo regional Eta. Cada “H” representa uma variável de massa e cada “V” representa o vento horizontal. Os valores Δx e Δy são os incrementos de grade no espaço latitude-longitude rotacionado do modelo. A distância d representa o espaçamento entre dois “V” ou dois “H” consecutivos e muitas vezes é usado como indicativo da resolução espacial do modelo.

Fonte: Black (1994)

3.3 Metodologia

Neste estudo, foram feitos três experimentos de controle e quatro experimento de sensibilidade, os quais serão descritos a seguir.

3.3.1 Experimento de controle

Primeiramente são rodados dois experimentos de controle, usando as duas versões do modelo Eta citadas anteriormente, a ETAOP e a ETAWS. Em ambos os experimentos, as CI e as CC são as análises do NCEP e as análises do MCG do CPTEC/INPE, respectivamente. Ambos também apresentarão condições iniciais de umidade no solo (Tabela 3.2). Objetiva-se com isso avaliar como as duas versões do modelo Eta conseguem simular a evolução do início da estação chuvosa de 2004/2005. Além disso, foi feita uma análise de como esses modelos conseguem simular o escoamento em baixos níveis antes e durante o início da estação chuvosa em estudo. Para fins de comparação, foi feita uma simulação da versão ETAWS usando as CI e as CC da Reanálise II (daqui por diante, ETAIDEAL). Essa versão foi escolhida por apresentar as parametrizações físicas (e.g., parametrização dos processos de superfície) melhores que as encontradas na versão ETAOP. Foram usados os dados semanais de TSM observada de Reynolds e Smith (1994) em todos os experimentos de controles citados acima e também nos experimentos de sensibilidade. Todas as

simulações serão feitas para 4,5 meses, a partir do dia 15 de julho de 2004, três meses antes do início da estação chuvosa considerada normal (nem atrasada nem adiantada) no estudo de [Gan et al. \(2004\)](#), a saber, 15 de outubro. A [Tabela 3.2](#) apresenta um resumo dessa primeira parte do experimento.

Tabela 3.2 - Resumo contendo a primeira parte do experimento numérico.

	CI	CC	Umidade no solo
ETAWS	Análise do NCEP	Previsões do MCG do CPTEC/INPE	Climatologia
ETAOP	Análise do NCEP	Previsões do MCG do CPTEC/INPE	Climatologia
ETAIDEAL	Reanálise do NCEP	Reanálise do NCEP	Climatologia

Para comparar as simulações da precipitação dos três experimentos de controle citados anteriormente com os dados observados ([CPC, 2006](#)), primeiramente foi feita uma interpolação da grade dessas simulações ($40km$) para a mesma grade da observação (1^0). Essa interpolação foi feita usando a função `Regrid2` do software `Grid Analysis and Display System (GrADS)`, com as opções para interpolação do tipo `Bessel` de terceira ordem e também uma opção especial para forçar o ponto (1,1) ser em uma determinada coordenada (lat,lon). Para maiores detalhes sobre a função `Regrid2`, ver [Fiorino \(1995\)](#).

Após a fase de interpolação, foi feita a diferença entre o acumulado de 30 dias da precipitação simulada pelos experimentos de controle e o acumulado de 30 dias da precipitação observada. Foram feitos quatro acumulados em 30 dias da precipitação, o primeiro a partir do dia 15 de julho, o segundo a partir do dia 15 de agosto, o terceiro a partir do dia 14 de setembro e o quarto a partir do dia 14 de outubro de 2004. Com isso, pôde-se verificar qual dos experimentos de controle melhor simulou a precipitação antes e durante o início da estação chuvosa de 2004/2005.

Também foi feito o campo de escoamento, em baixos níveis, médio em 30 dias, a partir das mesmas datas citadas acima, para os três experimentos de controle. Por não ter observação para o campo do escoamento, os experimentos `ETAOP` e `ETAWS` foram comparados com o experimento `ETAIDEAL`, que é o que mais se aproxima da realidade.

Por fim, foi feito as séries temporais das pântadas de precipitação e vento zonal, no nível de $850hPa$, médias na área sobre o núcleo da monção e na longitude de 60^0W e entre as latitudes de 10^0S e 20^0S , respectivamente. Essas séries temporais foram feitas com o objetivo de avaliar qual dos experimentos de controle foi capaz de simular melhor o início

da estação chuvosa, na região central da AS, usando a metodologia descrita em [Gan et al. \(2004\)](#).

3.3.2 Experimento de sensibilidade

Neste estudo, foram feitos alguns experimentos de sensibilidade para avaliar a influência da umidade no solo, três meses antes do início da estação chuvosa de 2004/2005, ou seja, no dia 15 de julho de 2004, na circulação e na precipitação nos quatro meses seguintes. Esses experimentos foram feitos aplicando anomalias (positiva e negativa) na umidade no solo nas quatro camadas do solo do modelo ETAWS, sobre as duas regiões chaves na monção da AS. Com isso poderia ser avaliada se condições anômalas na umidade no solo, em cada uma dessas regiões, poderia afetar a circulação na monção da AS. Caso afete, como a anomalia em cada região poderia alterar as condições atmosféricas na região monçônica e se essas alterações poderia favorecer a um adiantamento ou atrasamento do início da estação chuvosa no núcleo da monção, assim como, se o início seria mais chuvoso ou mais seco que o experimento de controle.

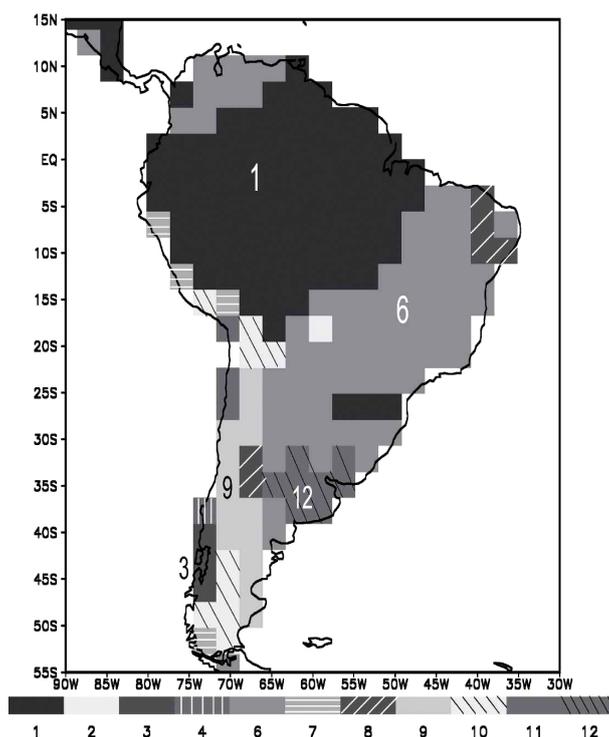


Figura 3.3 - Mapa da classificação da cobertura da terra do NCEP GCM/SSiB para a região da AS. Tipo 1: floresta tropical; tipo 2: floresta temperada, tipo 3: floresta mista, tipo 4: floresta de coníferas, tipo 5: floresta de lariços, tipo 6: savana-cerrado, tipo 7: campos extratropicais, tipo 8: caatinga, tipo 9: semi-deserto, tipo 10: tundra, tipo 11: deserto, tipo 12: área cultivada, tipo 13: gelo permanente

Fonte: [Xue et al. \(2006\)](#)

As duas regiões onde as anomalias foram aplicadas na umidade no solo são: a região central da AS, a qual é considerada como núcleo da monção, e a região Amazônica, a qual é considerada uma região importante, pois grande parte da umidade que é transportada dos trópicos para os subtropicais passa por essa região (HERDIES et al., 2002). Para representar a primeira região, será usada a área entre $10^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$ de latitude e entre $50^{\circ}W$ e $60^{\circ}W$ de longitude (Figura 2.1), a qual foi considerada como núcleo da monção na AS no estudo de Gan et al. (2004). Para representar a segunda região foi usada a área entre 0° (Equador) e $10^{\circ}S$ de latitude e entre $75^{\circ}W$ e $55^{\circ}W$ de longitude, a qual engloba grande parte da região de floresta tropical segundo o mapa da classificação de vegetação no estudo de Xue et al. (2006) (Figura 3.3). Esse mapa foi feito baseado em dados de sensoriamento remoto com resolução de 1 km^2 , com algum aprimoramento para região da AS usando observações do CPTEC (XUE et al., 2004). Maiores informações podem ser encontradas em Xue et al. (2004). Por causa do tipo de projeção do modelo Eta, as anomalias na umidade no solo aplicadas nas regiões acima foram projetadas tal como mostrado na Figura 3.4.

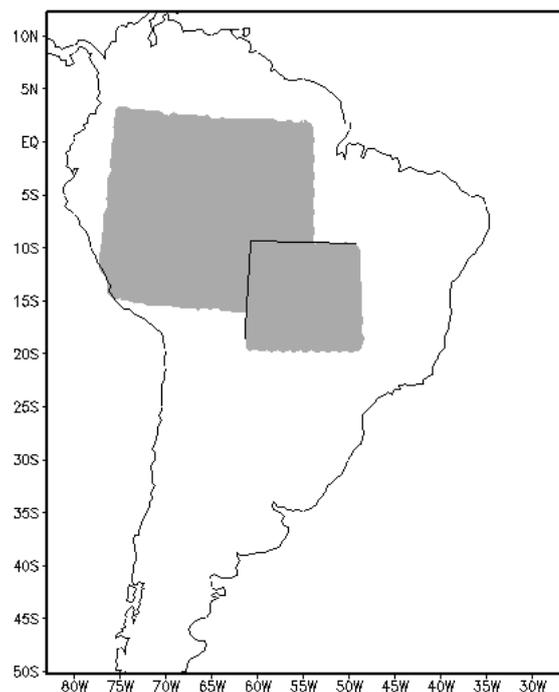


Figura 3.4 - Regiões exatas onde foram aplicadas as anomalias na umidade no solo, nos experimentos de sensibilidade.

Foram aplicadas anomalias de umidade do solo (*AUS*) nas duas regiões citadas anteriormente, ou seja, em cada região uma anomalia $\pm 40\%$ na umidade do solo inicial foi imposta no modelo, segundo a equação abaixo:

$$AUS_{i,j,k} = UM_{i,j,k} \pm 0,4 * UM_{i,j,k} \quad (3.2)$$

onde $UM_{i,j,k}$ é a condição inicial da umidade no solo, i , j , k representam o eixo da longitude, latitude e das quatro camadas do solo do modelo ETAWS. O eixo i e j variaram para as coordenadas das duas regiões mostradas anteriormente, a qual aplicaram anomalias tal como mostrado na [Figura 3.4](#). Foram aplicadas aqui anomalia nas quatro camadas do solo, portanto, k variou de 1 a 4.

Tal como no experimento numérico de [Zheng e Eltahir \(1998\)](#), a magnitude e a distribuição espacial das anomalias aplicadas na umidade no solo não tem nenhuma evidência observacional. O objetivo neste estudo foi investigar a sensibilidade do modelo ETAWS à condições anômalas e hipotéticas na umidade no solo, em duas regiões importantes na monção da AS, três meses antes do início da estação chuvosa no núcleo da monção.

Com isso, 4 experimentos de sensibilidade foram rodados:

- a) O primeiro com uma anomalia positiva na umidade no solo aplicada na região Amazônica (ExpAP);
- b) O segundo com uma anomalia negativa na umidade no solo aplicada na região Amazônica (ExpAN);
- c) O terceiro com uma anomalia positiva na umidade no solo aplicada na região central da AS (ExpCP);
- d) O quarto com uma anomalia negativa na umidade no solo aplicada na região central da AS (ExpCN);

Para cada experimento, são feitas séries temporais das pântadas de precipitação e vento zonal, no nível de 850hPa, médias na área sobre o núcleo da monção e na longitude de $60^{\circ}W$ e entre as latitudes de $10^{\circ}S$ e $20^{\circ}S$, para o período de estudo. Com isso é avaliado se a estação chuvosa de 2004/2005, na região central da AS, teve um início atrasado ou adiantado, em decorrência das condições anômalas na umidade no solo, três meses antes de seu início.

Também é feita a diferença entre o acumulado de 30 dias da precipitação simulada pelo experimento de controle ETAWS e a simulada por cada experimento de sensibilidade. Esse acumulado em 30 dias é feito usando para os mesmos dias dos experimentos de controle citados anteriormente. Com isso, é avaliado se as anomalias na umidade no solo, em cada região, afeta a precipitação, na região da monção, no período estudado.

A diferença entre os campos, médios mensais e pentadais, e os experimentos de sensibilidade são estudados. Com isso, é avaliado como as condições anômalas na umidade no solo influencia a atmosfera, em baixos níveis. Para o período de estudo, são estudados os seguintes campos:

- umidade no solo;
- fluxos de calor latente (LH) e sensível a superfície (SH);
- temperatura do ar em $2m$ (T);
- temperatura do do ponto de orvalho em $2m$ (T);
- pressão ao nível Médio do Mar (PNM) (p);
- umidade específica (q);
- escoamento no nível de $850hPa$;
- precipitação;
- CAPE e;
- CINE.

Também é observado qual o impacto da distribuição dos fluxos de calor em superfície na instabilidade atmosférica, através do perfil vertical de temperatura e umidade (Skew $T - \text{Log } p$) e dos valores CAPE e CINE. Os valores CAPE e CINE são calculados através das seguintes equações (DJURIC, 1994):

$$CAPE = R \int_{p_{LFC}}^{p_e} [T(p) - T_a(p)] d \ln p \quad (3.3)$$

$$CINE = R \int_{p_0}^{p_{LFC}} [T(p) - T_a(p)] d \ln p \quad (3.4)$$

onde R é a constante do gás para o ar seco, p_{LFC} é nível de convecção livre, p_e é o nível de equilíbrio, p_0 é a pressão média calculada entre a superfície e os primeiros 500 ou 1000 m da troposfera e representa a pressão à superfície, $T(p)$ é a temperatura da parcela em um dado nível isobárico e $T_a(p)$ é a temperatura do ambiente em um dado nível isobárico.

Através do valor CAPE será possível verificar se a atmosfera dispõe de energia suficiente para o desenvolvimento de convecção. Nesse caso, quanto maior for o valor CAPE, maior será a energia disponível para convecção. O valor CINE indicará se a energia é suficiente para a parcela alcançar o nível de convecção livre, assim quanto maior (menor) for o CINE, maior (menor) será o obstáculo para o desenvolvimento da convecção, e menor (maior) a energia disponível para a parcela romper o obstáculo e alcançar o nível de convecção livre.

Sabe-se que o “feedback” entre a umidade no solo e a precipitação existe principalmente através das mudanças no albedo e na razão de Bowen. Por exemplo, foi observado, em estudos anteriores, que um solo mais úmido tende a diminuir o albedo e a razão de Bowen, com isso, o saldo de radiação total seria maior e mais energia estaria disponível na CL de uma determinada região (ELTAHIR, 1998). Essa maior energia favoreceria o desenvolvimento de precipitação. No presente estudo, foi avaliado somente como as condições anômalas na umidade no solo, em duas regiões chaves na monção da AS, afetou a distribuição de energia não-radiativa em superfície (calor sensível e latente). Durante todo o tempo de integração, o albedo, na região da AS, foi colocado constante para cada tipo de solo. Por isso, é de se esperar que os resultados mostrados aqui sejam diferentes dos encontrados em outros estudos. Um ponto importante é que, ao contrário de estudos anteriores, foi avaliado aqui como condições anômalas na umidade no solo, no inverno, afetaram a circulação na parte tropical da AS, no final do inverno e início da primavera. Com isso em mente, pode-se supor que o efeito do albedo no saldo total de radiação seja menor que se o experimento fosse realizado no verão.

4 RESULTADOS

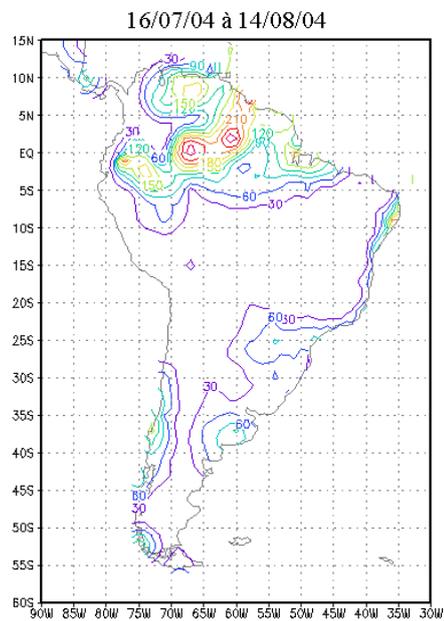
4.1 Análise espacial da precipitação

Neste ítem será feita uma descrição da precipitação observada na AS, dando uma ênfase ao início da estação chuvosa de 2004/2005, no núcleo da monção da AS. A [Figura 4.1](#) mostra a precipitação observada, acumulada em 30 dias, para a AS, a partir do dia 16 de julho de 2004, três meses antes do início dessa estação chuvosa, na região central da AS. Essa data foi escolhida para observar o comportamento da evolução da precipitação antes e durante do início da estação chuvosa no período estudado.

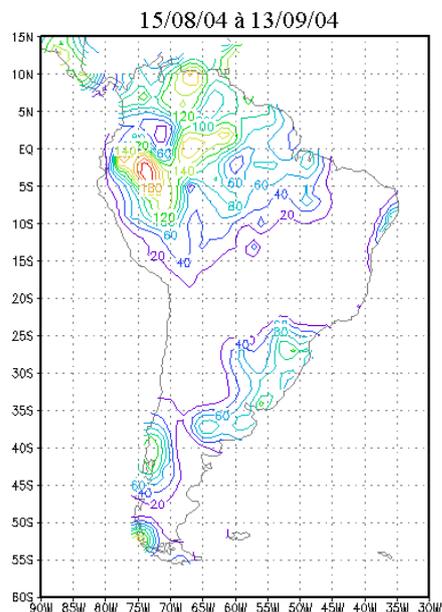
Observa-se a ocorrência de precipitação em três regiões sobre a AS: a região Norte da AS, a região leste do NEB e a região sudeste da AS. Essa precipitação refletiu a atuação dos sistemas sinóticos atuantes nessas regiões e nessa época do ano ([CLIMANÁLISE, 2004a](#); [CLIMANÁLISE, 2004b](#)). Tal como observado na climatologia dessas regiões, a precipitação observada sobre a região sudeste da AS (sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina) foi devido a presença de ciclones extratropicais ([GAN, 1992](#); [SINCLAIR, 1995](#)) e sistemas frontais ([OLIVEIRA, 1986](#); [LEMONS; CALBETE, 1996](#)) que atuam nessa região, nessa época do ano, principalmente devido ao aumento do gradiente de temperatura em baixos níveis. A precipitação observada sobre a costa leste do NEB foi devido, principalmente, a aproximação da Alta Subtropical do Atlântico Sul que influencia o tempo nessa região ([RODRIGUES, 2007](#); [MOLION; BERNARDO, 2002](#); [LIMA, 1991](#)). Na região leste do NEB, distúrbios de leste também contribuem significativamente com o acumulado de precipitação ([CHOU, 1990](#); [YAMAZAKI, 1975](#)). Na região norte da AS, existe uma correlação grande entre o movimento vertical e a precipitação, o que sugere que a precipitação observada na região seja do tipo convectiva ([KOUSKY; KAGANO, 1981](#)). Na região monçônica da AS foi observada precipitação muito reduzida neste período, tal como já observado em estudos anteriores ([GAN et al., 2004](#); [MARENGO et al., 2001](#)).

Nas Figuras seguintes, observa-se a evolução da precipitação observada desde da região norte-noroeste da AS, na direção noroeste-sudeste, até a região sudeste da AS. Uma faixa de precipitação na direção noroeste-sudeste é observada na precipitação acumulada em 30 dias a partir do dia 14 de setembro ([Figura 4.1\(c\)](#)), indicando que ocorreu devido a organização da convecção tropical associada a passagens de frentes frias ([OLIVEIRA, 1986](#)), podendo até caracterizar um evento de ZCAS ([QUADRO, 1994](#)). Entretanto, como observado na [Figura 4.1\(d\)](#) e será mostrado com maiores detalhes na série temporal da pântadas de precipitação, o início da estação chuvosa no núcleo da monção da AS é observado em outubro, aqui representado pelo acumulado de precipitação a partir de 14 de outubro. Observa-se que há um aumento da precipitação, acumulada em 30 dias, nas

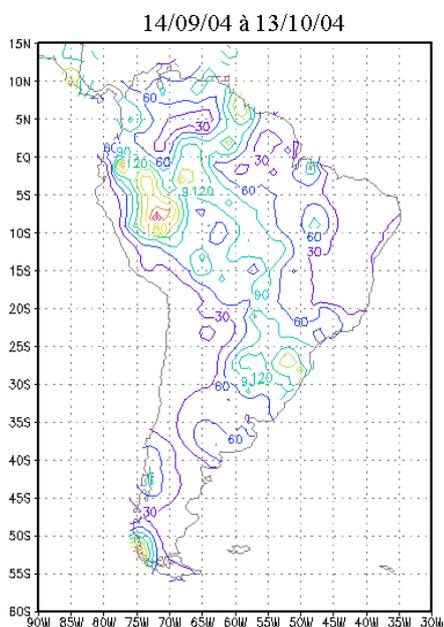
regiões central e sudeste, entre as [Figura 4.1\(c\)](#) e [Figura 4.1\(d\)](#)), semelhante ao observado por ([GAN et al., 2004](#); [KOUSKY, 1988](#); [MARENGO et al., 2001](#)).



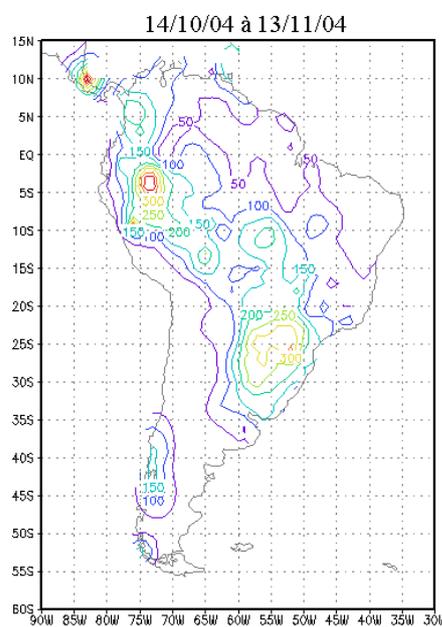
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.1 - Precipitação observada (*mm*), acumulada em 30 dias, a partir de (a) 16 de julho, (b) 15 de agosto, (c) 14 de setembro e 14 de outubro de 2004.

A diferença entre as simulações feitas pelos experimentos de controle e a precipitação observada são mostradas com o objetivo de identificar quais são as regiões onde as simulações sub-estimam ou super-estimam a observação (Figura 4.2, Figura 4.3, Figura 4.4 e Figura 4.5). Será observado, principalmente, como os experimentos de controle ETAOP e ETAWS simularam a evolução da estação chuvosa do período de estudo.

Na Figura 4.2 observa-se que os experimentos ETAIDEAL super-estimou a precipitação em algumas regiões, tais como a região noroeste da AS, Uruguai e nordeste da Argentina, sul do Chile, e sub-estimou no extremo norte da AS. Para esse mesmo período, o experimento de controle ETAWS apresentou problemas nas mesmas regiões, porém o erro, em relação a observação, foi ainda maior. Esse experimento também super-estimou a precipitação na região central da AS. Os experimentos ETAWS e ETAIDEAL usaram a mesma dinâmica e parametrizações físicas, porém com as CC e CI diferentes, tal como descrito na Subseção 3.3.2. Para o mesmo período, o experimento ETAOP apresentou diferenças menores em relação a observação, apresentando somente uma sub-estimativa da precipitação na região norte da AS e noroeste da Argentina e uma pequena região de super-estimativa na região extremo nordeste da AS.

Observa-se, na precipitação, acumulada em 30 dias, no período que antecede o início da estação chuvosa na região central da AS, que em geral o experimento de controle ETAOP sub-estima a precipitação, principalmente nas regiões central e sudeste da AS (Figura 4.4 e Figura 4.5). Por outro lado, o experimento de controle pelo ETAWS apresenta uma super-estimativa da precipitação em várias regiões da AS, antes e durante o início da estação chuvosa na região monçônica da AS, principalmente, sobre a região das ZCAS, uma importante componente do sistema de monção da AS (Figura 4.4 e Figura 4.5) (MECHOSO et al., 2005). O experimento ETAIDEAL apresentou menos diferenças em relação aos experimentos ETAWS e ETAOP, super-estimando a precipitação em parte das regiões sul e sudeste do Brasil e a sub-estimando na região nordeste da Argentina.

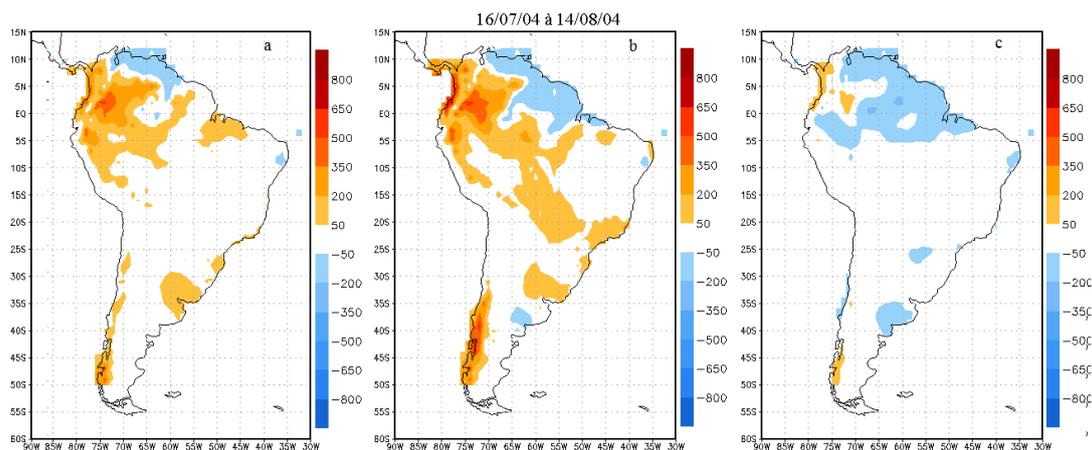


Figura 4.2 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 16 de julho de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.

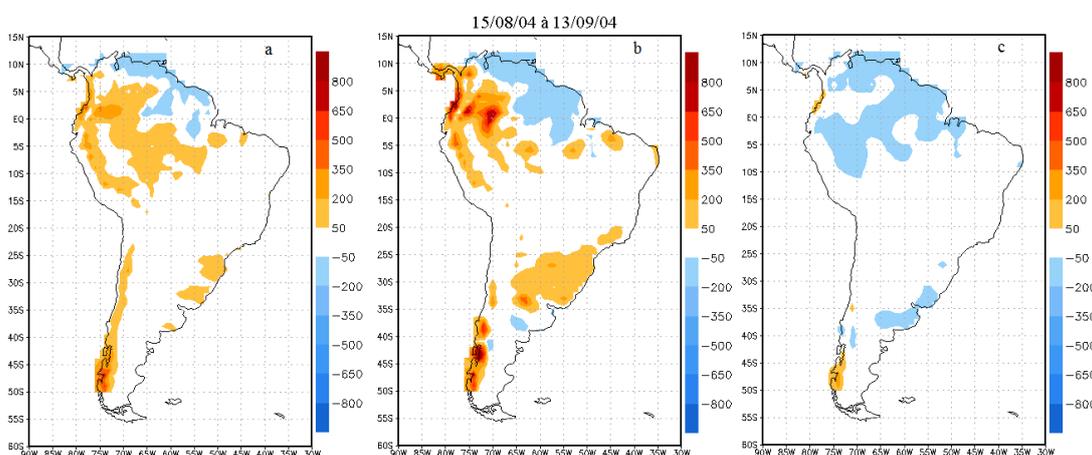


Figura 4.3 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 15 de agosto de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.

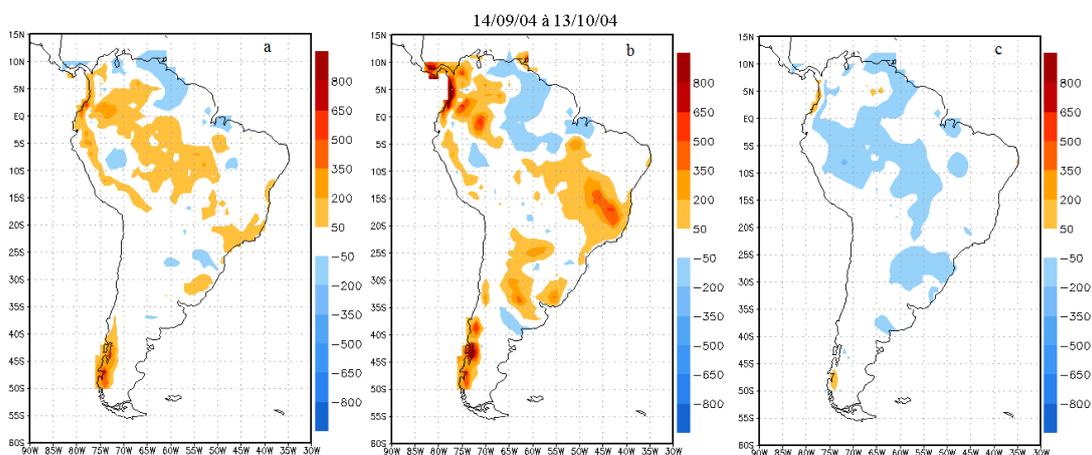


Figura 4.4 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 14 de setembro de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.

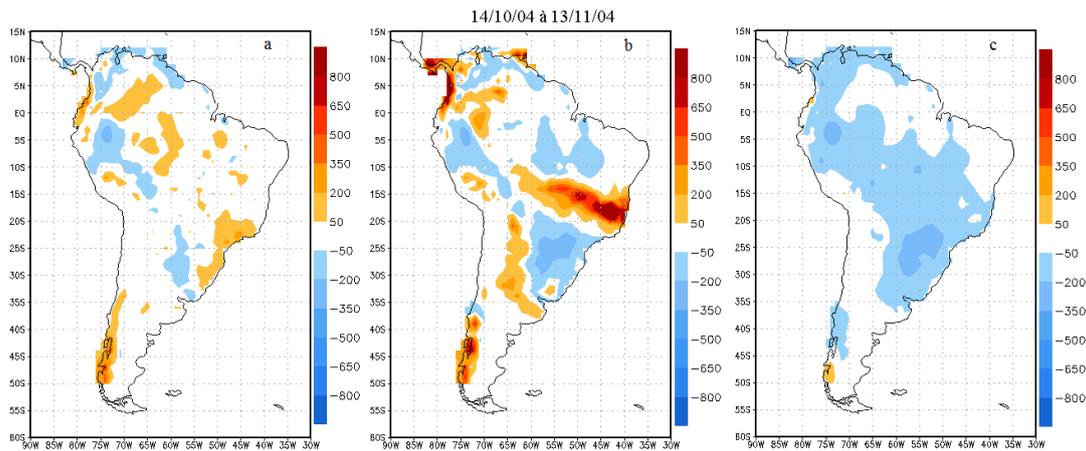


Figura 4.5 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, a partir de 14 de outubro de 2004, simulada pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP e a precipitação observada.

4.2 Análise espacial do escoamento

Como mostrado no item anterior, a simulação da precipitação do experimento de controle ETAIDEAL se aproximou muito da precipitação observada. Por esse motivo, o experimento de controle ETAIDEAL será usado como uma aproximação da realidade para comparar com as simulações do escoamento feitos pelos experimentos de controle ETAWS e ETAOP.

A Figura 4.6 mostra o escoamento médio em 30 dias, a partir do dia 15 de agosto de 2004, no nível de 850hPa, das simulações feitas pelos experimentos de controle ETAIDEAL, ETAWS e ETAOP. Observa-se na Figura 4.6, que o anticiclone subtropical sobre oceano Atlântico foi simulado claramente pelo experimento de controle ETAOP, porém, o mesmo posicionou o núcleo um pouco mais a oeste, em relação ao experimento ETAIDEAL. O experimento ETAWS posicionou o núcleo do anticiclone deslocado para leste. O experimento ETAWS também apresentou problemas na simulação da CJBN, super-estimando sua velocidade. Essa super-estimativa poderia ser um dos motivos o qual levou a uma super-estimativa da precipitação desse experimento na região sul do Brasil, em relação a precipitação observada. O experimento ETAOP apresentou uma convergência de massa na região norte do Brasil, que não foi observada no experimento ETAIDEAL, porém, não refletiu em anomalia positiva no campos de precipitação para o mesmo período.

Observa-se no campo do escoamento médio em 30 dias, a partir do dia 14 de outubro de 2004, no nível de 850hPa, que ambos os experimentos (ETAWS e ETAOP) apresentaram várias diferenças, em relação ao experimento ETAIDEAL (Figura 4.7). O experimento ETAWS simulou dois ciclones, um com o núcleo centrado em $20^{\circ}S$ e $50^{\circ}W$, e o outro cen-

trado em $30^{\circ}S$ e $57^{\circ}W$. É importante observar também que no lado equatorial do primeiro ciclone, uma confluência no escoamento foi identificada. Entre os dois ciclones, uma crista intensa foi observado. Esses três sistemas béricos podem ser uma das explicações para a formação de um tri-pólo no campo de precipitação para o mesmo período, com anomalia positiva nas regiões dos ciclones e da confluência do escoamento, e anomalia negativa na região da crista. As características encontradas no escoamento simulado pelo experimento ETAWS são semelhantes as encontradas no período chuvoso no Brasil central (GAN et al., 2004) e de episódios de ZCAS (HERDIES et al., 2002). Por outro lado, o experimento ETAOP não representou bem o escoamento no norte da AS, e conseqüentemente, o transporte de umidade do oceano Atlântico, passando pela região Amazônica, até a região monçônica. Esse poderia ser uma das explicações da sub-estimativa da precipitação pelo modelo ETAOP.

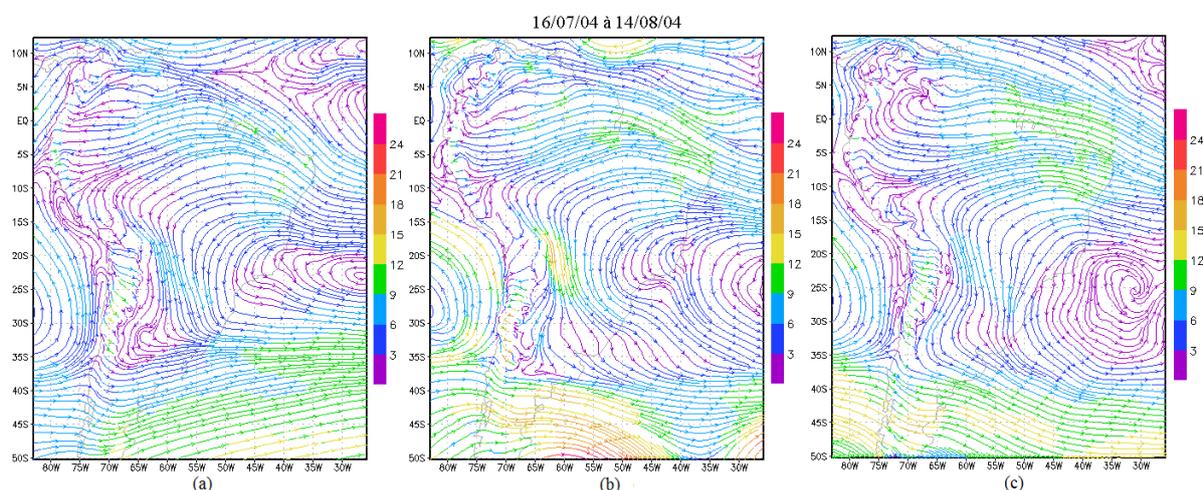


Figura 4.6 - Escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, a partir de 16 de julho de 2004, simulado pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP.

4.3 Início da estação chuvosa pelos experimentos de controle

Neste ítem será determinada a data do início da estação chuvosa na região central da AS, usando as pêntricas de precipitação e vento zonal, no nível de 850hPa, de acordo com o critério usado por Gan et al. (2004).

A Figura 4.8(a) mostra as séries temporais das pêntricas de precipitação observada e as simuladas pelos diferentes experimentos de controle, médias na área sobre o núcleo da monção, a partir do dia 15 de julho de 2004. Pode-se notar na precipitação observada (série preta na Figura 4.8(a)), que a mesma torna-se maior que $4mm$ a partir da segunda pêntrica de outubro. Essa pêntrica coincide com a pêntrica em que ocorre a mudança no

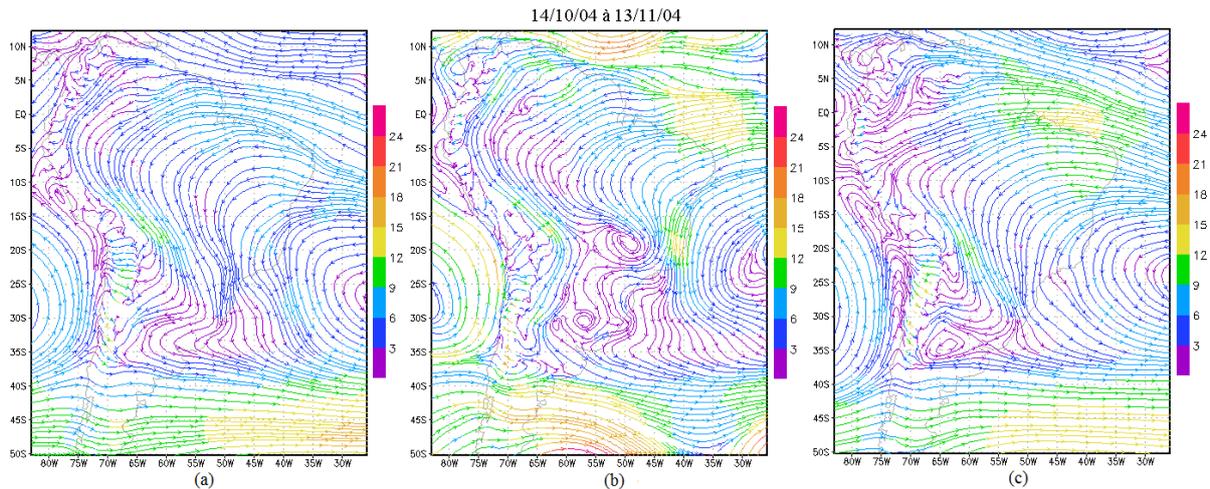


Figura 4.7 - Escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, a partir de 14 de outubro de 2004, simulado pelo experimento de controle (a) ETAIDEAL, (b) ETAWS e (c) ETAOP.

vento zonal de leste para oeste no nível de 850hPa. Ou seja, a estação chuvosa inicia na segunda pênstada de outubro, próximo da data climatológica para o início da estação chuvosa dessa região, de acordo com o estudo de Gan et al. (2004).

O experimento de controle ETAIDEAL foi o que melhor conseguiu capturar a pênstada do início da estação chuvosa, apresentando inclusive os valores das pênstadas de precipitação mais similares à observada, em relação aos outros experimentos. A precipitação junto com o vento zonal médio, no nível de 850hPa (série preta na Figura 4.8(b)), do experimento de controle ETAIDEAL conseguiram capturar o início da estação chuvosa, que teve o início na última pênstada de setembro, duas pênstadas antes da encontrada pelas observações.

É importante observar que o experimento de controle pelo ETAOP (série azul na Figura 4.8(a)) não conseguiu simular a evolução da precipitação no início da estação chuvosa, no ano estudado, sub-estimando a durante este período. Por outro lado, esse experimento conseguiu simular a mudança no vento zonal de leste para oeste, no nível de 850hPa, na terceira pênstada de outubro, atrasando o início da estação chuvosa em apenas uma pênstada em relação ao experimento ETAIDEAL. O modelo ETAWS foi capaz de simular a evolução da precipitação no início da estação chuvosa de 2004/2005, para o núcleo da monção (série verde na Figura 4.8(a)). Entretanto, o mesmo a super-estimou e adiantou um pouco o início da estação chuvosa. Esse experimento não conseguiu simular a mudança no vento zonal de leste para oeste, no nível de 850hPa, atrasando em várias pênstadas em relação ao experimento ETAIDEAL (série vermelha na Figura 4.8(b)).

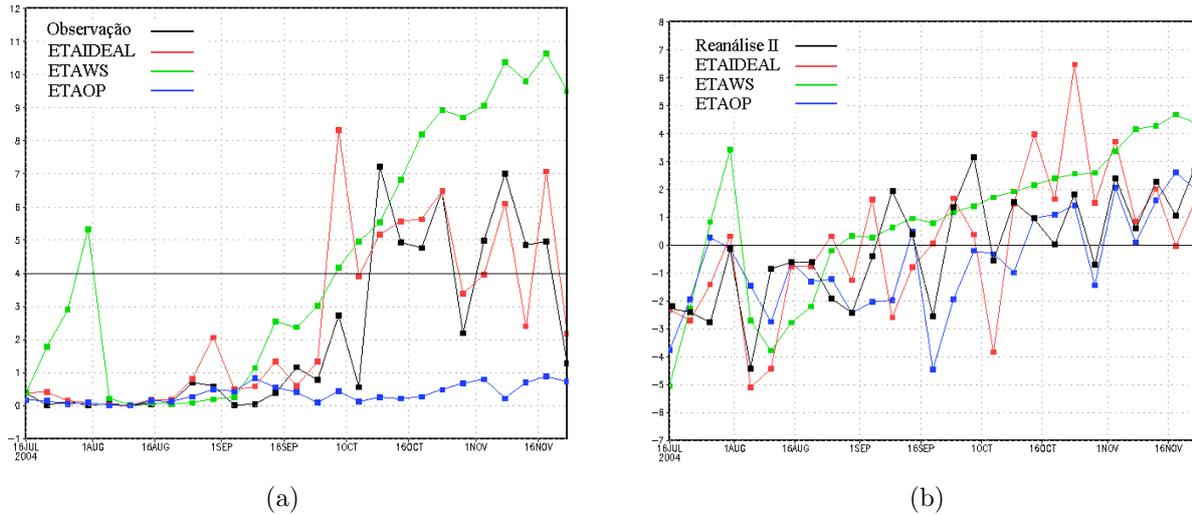
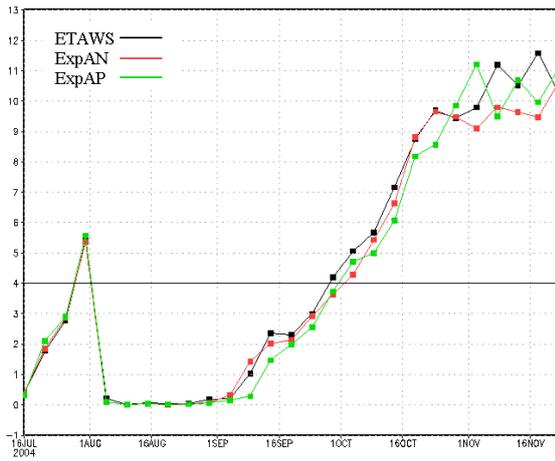


Figura 4.8 - Séries temporais das pântadas de (a) precipitação (mm) e (b) vento zonal ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004. A série de precipitação é média na área sobre a região central da AS e a série do vento zonal é média na longitude de 60^0W entre as latitudes de 10^0S e 20^0S . A série preta representa a precipitação observada (CPC, 2006), a série vermelha representa o experimento de controle ETAIDEAL, a série verde representa o experimento de controle ETAWS e a série azul representa o experimento de controle ETAOP.

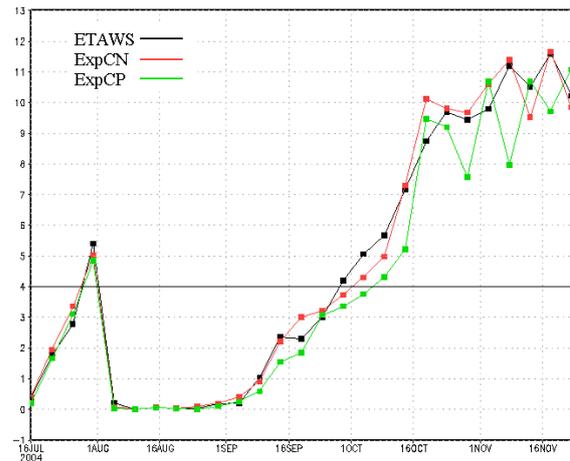
4.4 Início da estação chuvosa pelos experimentos de sensibilidade

Nesta parte, será mostrado como os diferentes experimentos de sensibilidade simularam o início da estação chuvosa de 2004/2005, para o núcleo da monção. Além de avaliar como as diferentes condições de umidade no solo levaram a um adiantamento ou atraso da estação chuvosa no núcleo da monção, será avaliado também se o início dessa estação chuvosa, foi mais chuvoso ou mais seco que o experimento de controle ETAWS. Neste experimento, não foi possível aplicar a metodologia de Gan et al. (2004) porque a mudança no vento zonal, no nível de 850hPa, ocorreu muito antes da precipitação ultrapassar o limiar de $4mm$.

As séries temporais das pântadas de precipitação e do vento zonal no nível de 850hPa, mostram que ambos os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia na umidade no solo na região Amazônica (ExpAN e ExpAP) causaram um atrasamento, em uma pântada, no início da estação chuvosa na região central da AS (Figura 4.9(a) e Figura 4.10(b)). No experimento ExpAN foi notado uma clara redução da precipitação na região central. Por outro lado, o experimento ExpAP não mostrou claramente um aumento ou redução da precipitação na região central.



(a)



(b)

Figura 4.9 - Séries temporais das pântadas de precipitação (mm), médias na área sobre a região central da AS, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, do experimento de sensibilidade aplicando anomalia na umidade no solo na região (a) Amazônica e (b) central da AS. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia negativa e a série verde representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia positiva.

As séries temporais das pântadas de precipitação e do vento zonal no nível de 850hPa, mostram que o experimento de sensibilidade aplicando anomalia negativa (positiva) na umidade no solo na região região central, causou um atraso em uma (duas) pântadas, no início da estação chuvosa dessa região. Apesar de que no experimento ExpCN foi observado um aumento da precipitação, e no experimento ExpCP, uma diminuição.

Portanto, apesar das séries temporais de precipitação e vento zonal, no nível de 850hPa, sobre o núcleo da monção, mostrarem uma tendência geral de aumento ou diminuição da precipitação e do vento zonal de oeste, as mesmas não foram sensíveis a um adiantamento ou atrasamento do início da estação chuvosa, de acordo com o critério definido em Gan et al. (2004). Uma das possíveis explicações é que as anomalias na umidade no solo nas regiões Amazônica e central da AS, aplicadas no modelo ETAWS, pouco afetaram a região do núcleo da monção da AS.

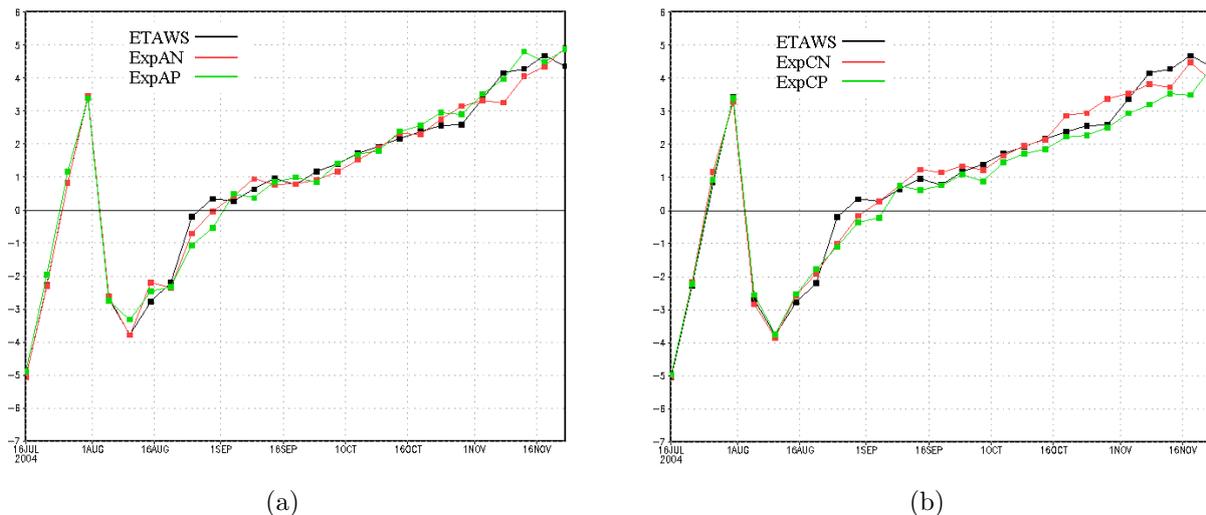


Figura 4.10 - Séries temporais das pântadas do vento zonal ($m s^{-1}$) em 60^0W , médias entre as latitudes de 10^0S e 20^0S , para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, do experimento de sensibilidade aplicando anomalia na umidade no solo na região (a) Amazônica e (b) central da AS. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia negativa e a série verde representa os experimentos de sensibilidade aplicando anomalia positiva.

4.5 Experimentos de sensibilidade na região Amazônica

4.5.1 Umidade no solo

Nesse item serão mostrados os campos meteorológicos do experimento aplicando anomalias negativa e positiva na CI da umidade no solo, na região Amazônica. Foi observado que a anomalia negativa na umidade do solo aplicada na condição inicial, durou todo o período de integração do modelo (4 meses e meio) (Figura 4.11). Embora alterações nas condições atmosféricas tenham sido observadas nessa região (ver Subseção 4.5.2), inclusive com períodos com (ou sem) precipitação, a umidade no solo na região onde foram aplicadas anomalias negativas permaneceu com valores menores que os encontrados no experimento de controle durante todo esse período. Entretanto, como esperado, houve pequenas mudanças na distribuição espacial da umidade no solo durante esse período, ocorrendo em algumas regiões uma diminuição da diferença entre a umidade no solo simulada pelo experimento de sensibilidade e o experimento de controle. Essas mudanças refletem a precipitação (ou a falta da mesma) ocorrida nessa região, assim como, a interação entre as camadas no solo.

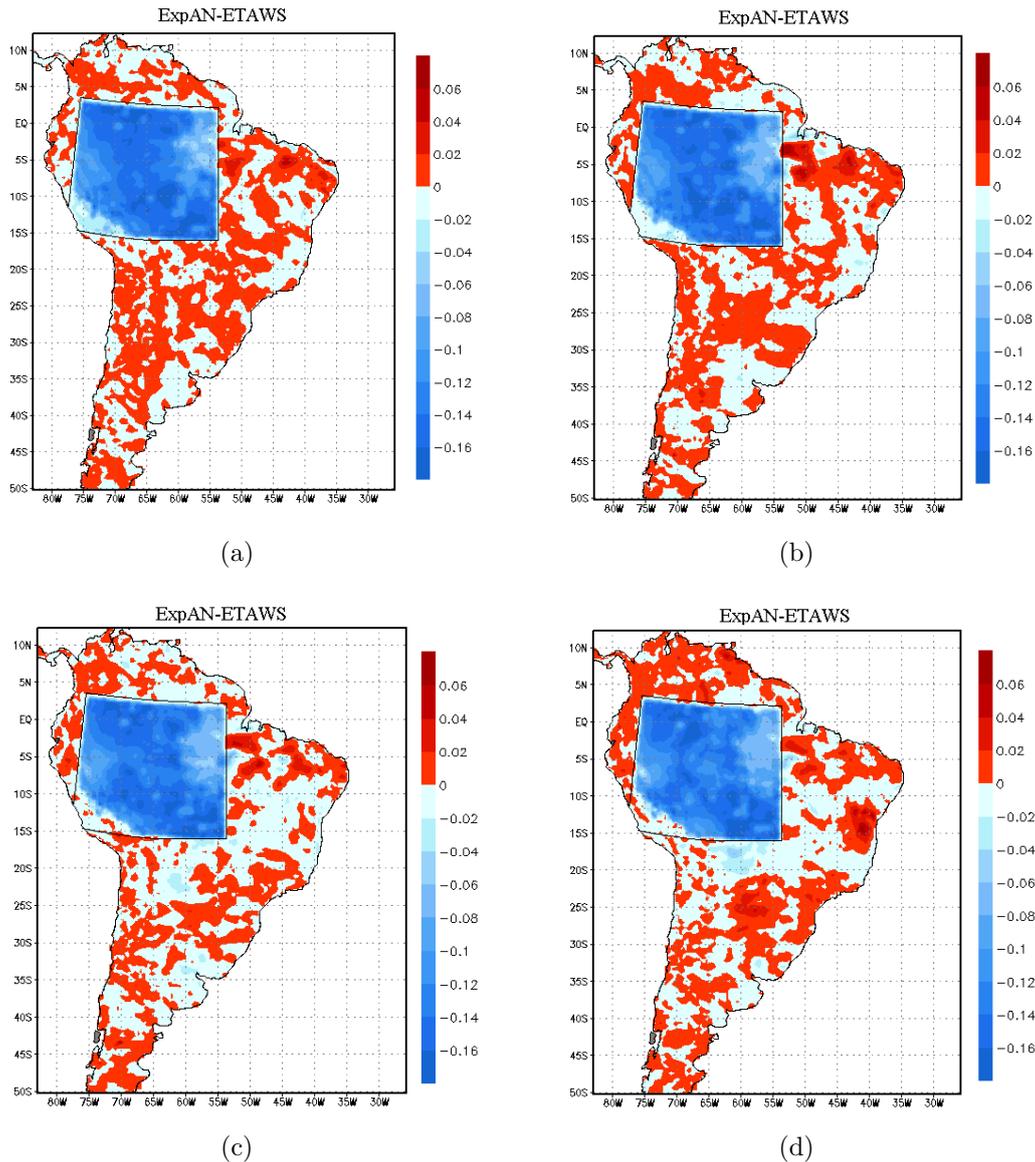


Figura 4.11 - Diferença entre a umidade do solo ($kg\ m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros 10cm de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAN e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.

Por outro lado, a anomalia positiva aplicada na umidade no solo, na região Amazônica, não permaneceu positiva, em sua primeira camada, em todo período de integração (Figura 4.12). A anomalia positiva só foi observada até a segunda pântada (Figura não mostrada) de todo período de integração (os campos com as pântadas de umidade no solo não serão mostradas neste trabalho). Após a terceira pântada, uma área com anomalia negativa na umidade no solo foi observada na região Amazônica. Essa área ficou ainda maior com o passar do tempo (Figura 4.12). Como no caso anterior, a anomalia positiva aplicada na umidade no solo, na região Amazônica, provocou alterações nas condições at-

mosféricas e no comportamento da precipitação em toda a AS (ver [Subseção 4.5.2](#)), essa última provocou alterações nas condições da umidade no solo em períodos posteriores.

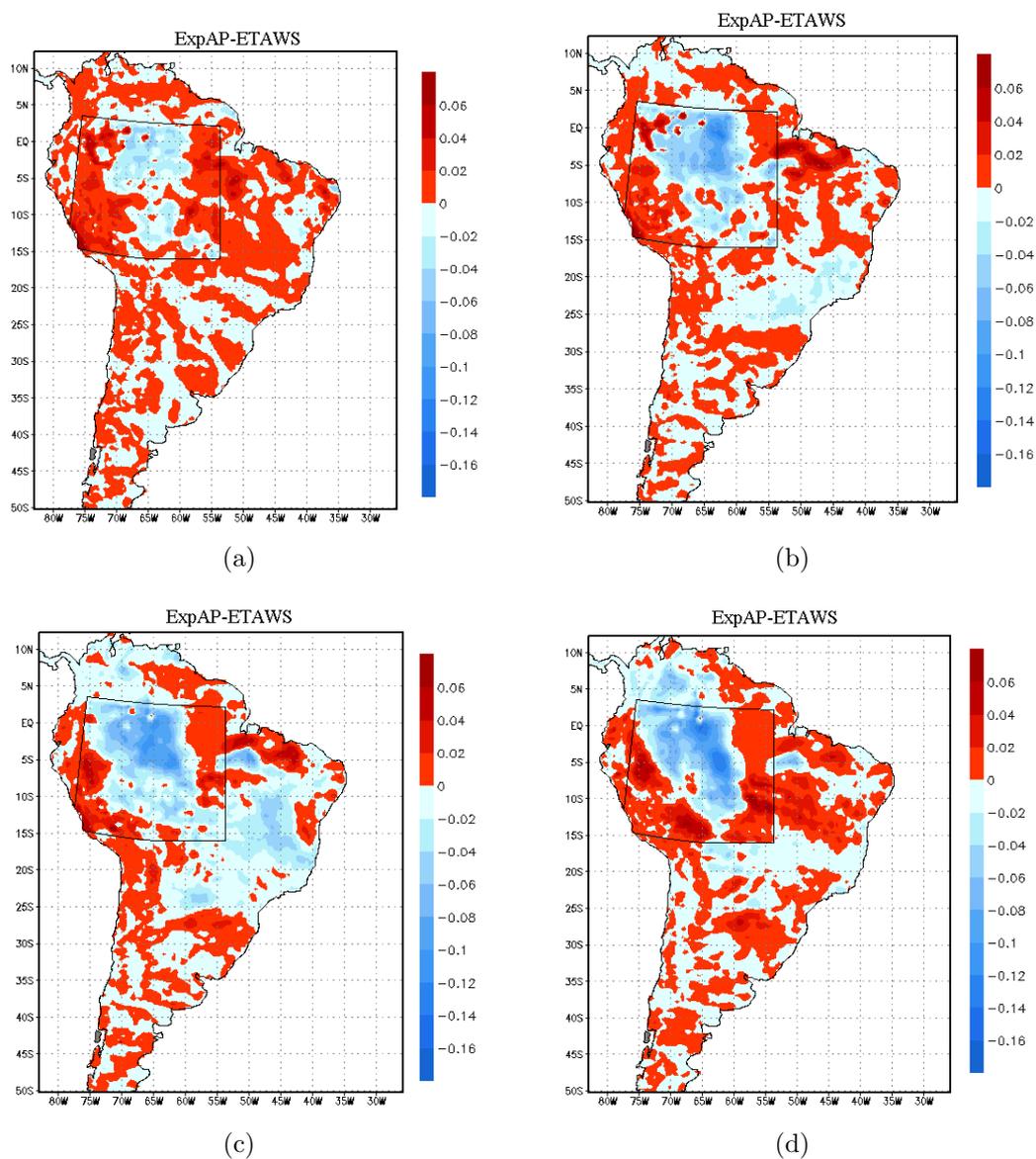


Figura 4.12 - Diferença entre a umidade do solo ($kg\ m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros 10cm de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.

A série temporal das pêntadas da umidade no solo, médias sobre a região Amazônica e para a primeira camada do solo ([Figura 4.13\(a\)](#)), mostram que houve alterações na umidade no solo, indicando uma tendência de diminuição da umidade no solo no experimento ExpAP. Essa tendência foi observada até a pêntada de primeiro de outubro, onde foi observada

uma pequena tendência de aumento na umidade no solo na primeira camada. Na segunda camada do solo (entre 10cm e 40cm), também no experimento ExpAP, foi observada uma diminuição na umidade no solo com o passar do tempo até a pântada do dia 15 de outubro, a partir da qual a umidade no solo permaneceu abaixo da simulada pelo experimento de controle (série verde na [Figura 4.13\(b\)](#)). Já nas camadas abaixo de 40cm foi observada uma tendência de diminuição da umidade no solo durante todo o período de integração, porém a mesma permaneceu com valores maiores que os simulados pelo experimento de controle durante todo esse período (série verde na [Figura 4.13\(c\)](#) e na [Figura 4.13\(d\)](#)).

No ExpAN foi observado um pequeno aumento da umidade no solo na três primeira pântadas, seguido por uma diminuição nas pântadas seguidas. Isso foi observado nas quatro camadas do solo do modelo ETAWS, no experimento ExpAN. Também foi observado nas quatro camadas do solo que a anomalia aplicada na umidade no solo permaneceu negativa durante todo período de integração, como observado anteriormente.

É importante observar também, que a condição anômala na umidade no solo, na região Amazônica, favoreceu a condições anômalas também na umidade no solo em outras regiões do Brasil. Por exemplo, a anomalia positiva aplicada na região Amazônica na CI favoreceu a uma condição anômala positiva na umidade no solo, após 3 meses de integração, na região das ZCAS, e uma área negativa ao sul desta ([Figura 4.12\(d\)](#)).

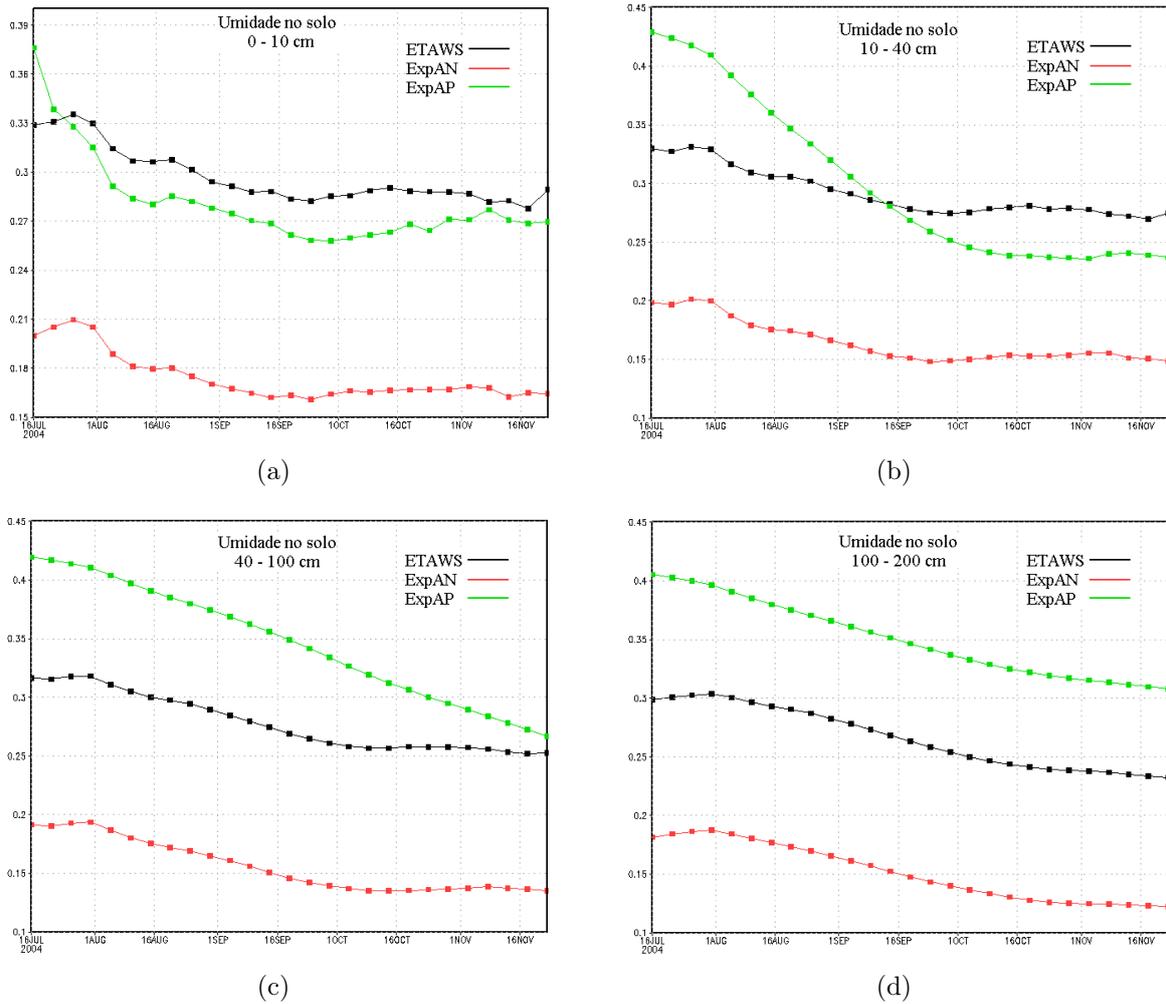


Figura 4.13 - Séries temporais das pêntadas de umidade no solo (mm), para o período de 16 de julho de 2004 à 27 de novembro de 2005. A série da umidade no solo é média entre as longitudes de $75W$ e $55W$ e entre as latitudes de $10S$ e o equador para a camada entre (a) a superfície e $10cm$, (b) entre $10cm$ e $40cm$, (c) entre $40cm$ e $100cm$ e entre $100cm$ e $200cm$. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa o experimento ExpAN e a série verde representa o experimento ExpAP.

4.5.2 Circulação atmosférica e precipitação

Será apresentado neste ítem como as anomalias na umidade no solo aplicadas na região Amazônica afetaram a circulação e a precipitação na AS. Apesar desse experimento mostrar que a circulação e a precipitação foram afetadas durante os 4 meses e meio de integração, aqui será mostrado somente como essas anomalias afetaram a circulação (média em 30 dias) a partir do trigésimo primeiro e do nonagésimo primeiro dia de integração. Esses períodos foram escolhidos porque neles foram observados um maior contraste entre os experimentos ExpAP e ExpAN na precipitação, acumulada em 30 dias, simuladas pelos experimentos de sensibilidade e o experimento de controle.

Observa-se na diferença entre o fluxo de calor sensível na superfície, médio em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir do dia 15 de agosto de 2004, que três regiões apresentaram um contraste maior entre esses experimentos (Figura 4.14). A primeira foi a própria região Amazônica, onde foi observado um aumento no fluxo de calor sensível na superfície no ExpAN e no ExpAP, na maior parte da região Amazônica. Isso significa que mais calor sensível foi usado para aquecer a atmosfera na região amazônica em ambos os experimentos (Figura 4.14(a) e Figura 4.14(b)). Isto está de acordo com a precipitação simulada na região Amazônica, nesses experimentos (Figura 4.15). Uma diminuição da precipitação afetou a distribuição dos fluxos a superfície, fazendo com que mais calor sensível e menos calor latente fosse observado no ExpAP. Uma diminuição na precipitação também é um indicativo de uma menor cobertura de nuvens, o qual atuaria no aumento da ROC que chega a superfície e, consequentemente, do fluxo de calor sensível.

Uma outra região afetada foi a região centro leste da AS. Nessa região, também foi observado que menos calor sensível foi usado para aquecer a atmosfera no experimento ExpAN. A última região de interesse, foi a região da ZCIT, onde o oposto foi observado, ou seja, uma anomalia positiva no fluxo de calor sensível no experimento ExpAN. Nessas regiões, o padrão encontrado, nesse campo, foi o oposto no ExpAP. Por isso pôde-se atribuir essas anomalias no fluxo de calor sensível às condições anômalas na umidade no solo na região Amazônica.

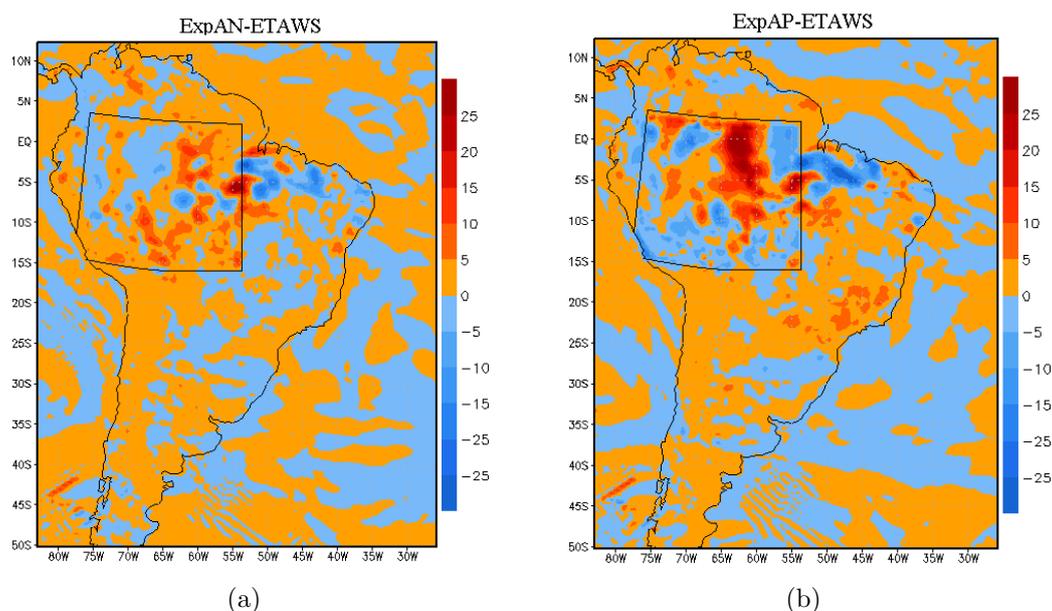


Figura 4.14 - Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

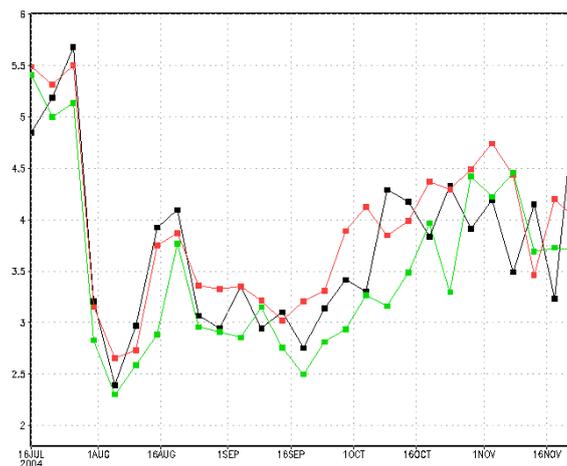


Figura 4.15 - Séries temporais das pântadas de precipitação (mm), médias na área sobre a região Amazônica, para o período de 16 de Julho à 27 de novembro de 2004, dos experimentos de sensibilidade ExpAN e ExpAP. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa os experimentos de sensibilidade ExpAN e a série verde representa os experimentos de sensibilidade ExpAP.

A diferença entre o fluxo de calor latente, médio em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, mostra um padrão quase oposto ao observado nos campos do fluxo de calor sensível, no mesmo período (Figura 4.16). Foi observado que, quase nas mesmas regiões onde maior calor sensível foi usado para aquecer a atmosfera, um menor fluxo de calor latente foi utilizado na mudança de fase da água. Entretanto, foi observado o fluxo de calor latente, principalmente sobre a região Amazônica, foi maior que o fluxo de calor sensível. Uma das possíveis explicações seria o fato da região Amazônica ser muito úmida, fazendo com que o fluxo de calor latente tivesse uma maior resposta as anomalias na umidade no solo, em relação ao fluxo de calor sensível.

O resultado encontrado aqui, sobre a resposta dos fluxos de calor a superfície à anomalia na umidade no solo, discorda dos encontrados em estudos anteriores (COLLINI *et al.*, 2008; ELTAHIR, 1998; PAL; ELTAHIR, 2001; ZHENG; ELTAHIR, 1998), os quais mostraram que uma anomalia negativa na umidade no solo está associada a um maior (menor) fluxo de calor sensível (latente) para atmosfera.

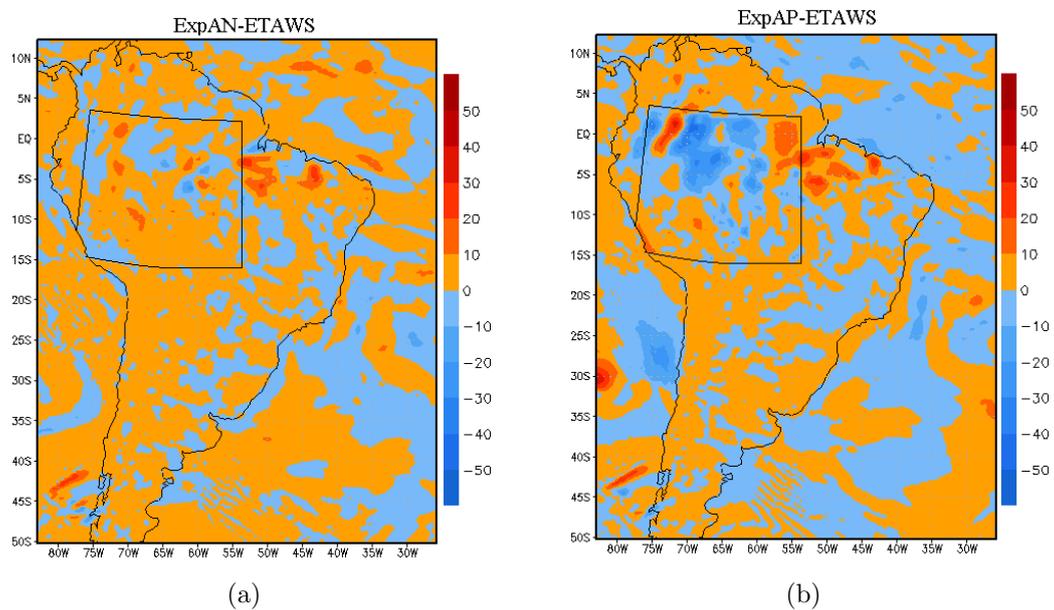


Figura 4.16 - Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Foi observado, na diferença da temperatura do ar em $2m$, médio em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAN e o simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir do dia 15 de agosto de 2004, uma região com valores negativos em grande parte da região Amazônica (Figura 4.17(a)), principalmente na região onde foi induzida a anomalia na umidade no solo. Ao mesmo tempo, observa-se que, dentro da grande área onde temperatura do ar foi menor que a simulada pelo experimento de controle, pequenas regiões com anomalia positiva foram observadas. E essas regiões seguem, de certa forma o padrão observado nos fluxos de calor (latente e sensível) a superfície.

No experimento ExpAP, foi observado que o comportamento médio da temperatura do ar, na região Amazônica, foi o oposto do observado no ExpAN (Figura 4.17(b)). Nesse experimento, também foi observado que apesar de haver um comportamento médio no aumento de temperatura do ar, em relação ao experimento de controle, sobre toda região, uma pequena região centrada no equador e $70^{\circ}W$ de longitude com anomalia negativa foi observada.

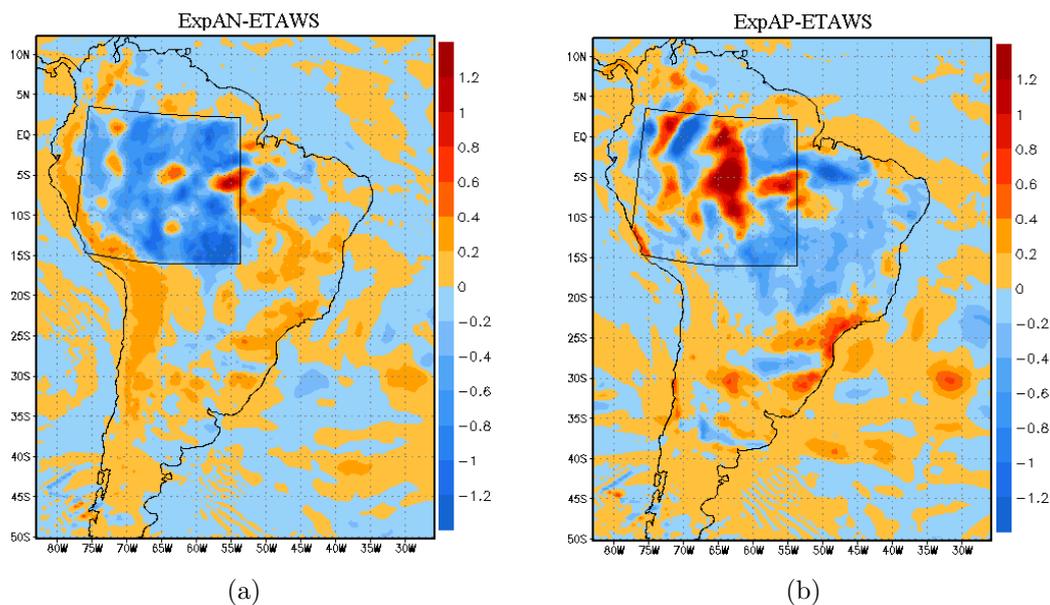


Figura 4.17 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

As Figura 4.18 e Figura 4.19 mostram a diferença entre a temperatura em $2m$ às 06UTC e 18UTC, respectivamente, média para todo período de integração, simulada pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004. No ExpAN, na região Amazônica, os valores neg-

ativos na temperatura do ar na superfície foram observados, principalmente, no período da tarde (Figura 4.18(a)). À noite, apesar de ter sido observado um pequeno resfriamento, em relação ao experimento de controle, o mesmo não foi tão intenso e, a área do resfriamento não coincidiu com a área com a anomalia na umidade no solo foi induzida (Figura 4.19(a)). Uma das possíveis explicações é ocorrência de algum problema na ROL devido a anomalia negativa induzida na umidade no solo. Esse problema não foi observado no ExpAP, visto que a diferença entre a temperatura simulada pelo experimento de sensibilidade e pelo experimento de controle foi a mesma para os horários diferentes da simulação.

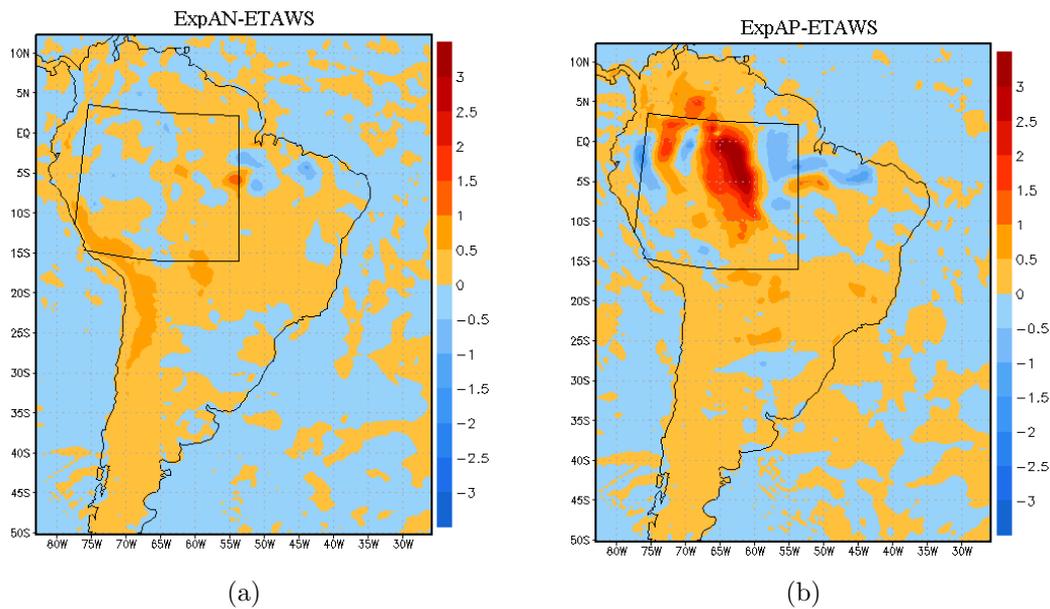


Figura 4.18 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 06UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.

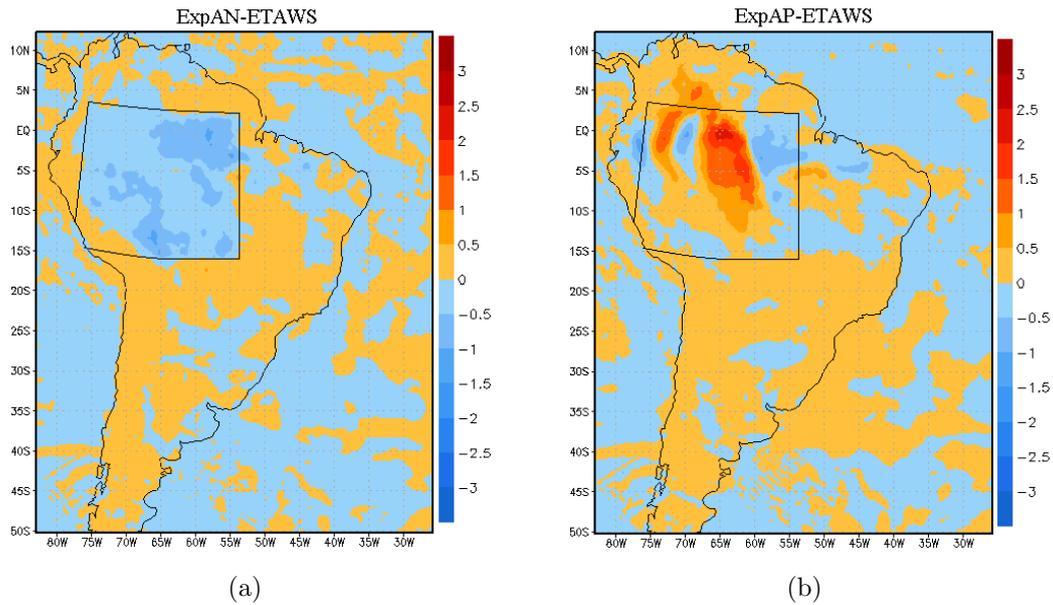


Figura 4.19 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 18UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.

Na diferença da temperatura do ponto de orvalho a superfície, média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir do dia 15 de agosto de 2004, é observada um região com intenso valores negativos na região Amazônica, na longitude de $62^{\circ}W$ e entre as latitudes de $7^{\circ}S$ e o equador (Figura 4.20(b)). Nesse mesmo experimento, no lado ocidental da Amazônia, é observada uma região com valores positivos. Ao mesmo tempo, no ExpAN foi observado o mesmo sinal da diferença na região Amazônica, porém com uma menor intensidade (Figura 4.20(a)).

Uma outra região onde foi observado um contraste entre os dois experimentos foi na região sudeste do Brasil, na latitude de $25^{\circ}S$. Nessa região, foi observado valores negativos no ExpAP e valores positivos no ExpAN.

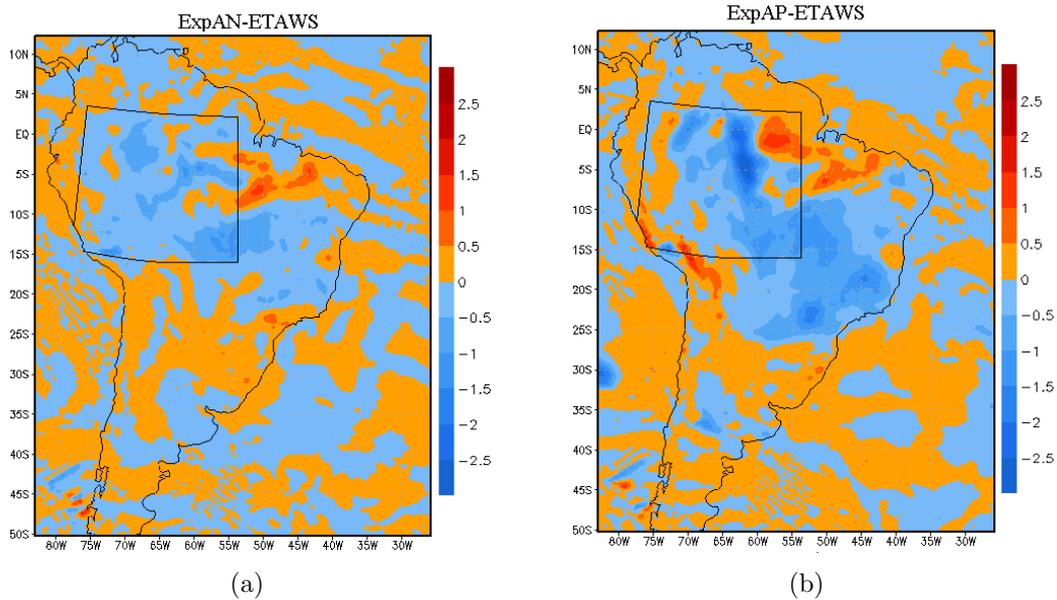


Figura 4.20 - Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Foi observado na diferença do escoamento, médio em 30 dias, no nível de 850hPa, simulado pelo experimento de sensibilidade ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, um anticiclone, centrado em $25^{\circ}S$ de latitude e $43^{\circ}W$ de longitude (Figura 4.21(b)). Observa-se, também na Figura 4.21(b), uma grande difluência do escoamento na região central da AS. Por outro lado, observa-se na Figura 4.21(a), dois ciclones, um centrado em $25^{\circ}S$ de latitude e $47^{\circ}W$ de longitude e outro centrado em $19^{\circ}S$ de latitude e $37^{\circ}W$ de longitude. Além disso, observa-se que duas regiões com confluência, uma na região sudeste do Brasil e a outra na região central da AS. Uma circulação ciclônica, centrada em $5^{\circ}S$ de latitude e $65^{\circ}W$ de longitude, e um ciclone, centrado em $2^{\circ}N$ de latitude e $50^{\circ}W$ de longitude, também são observados nesse experimento.

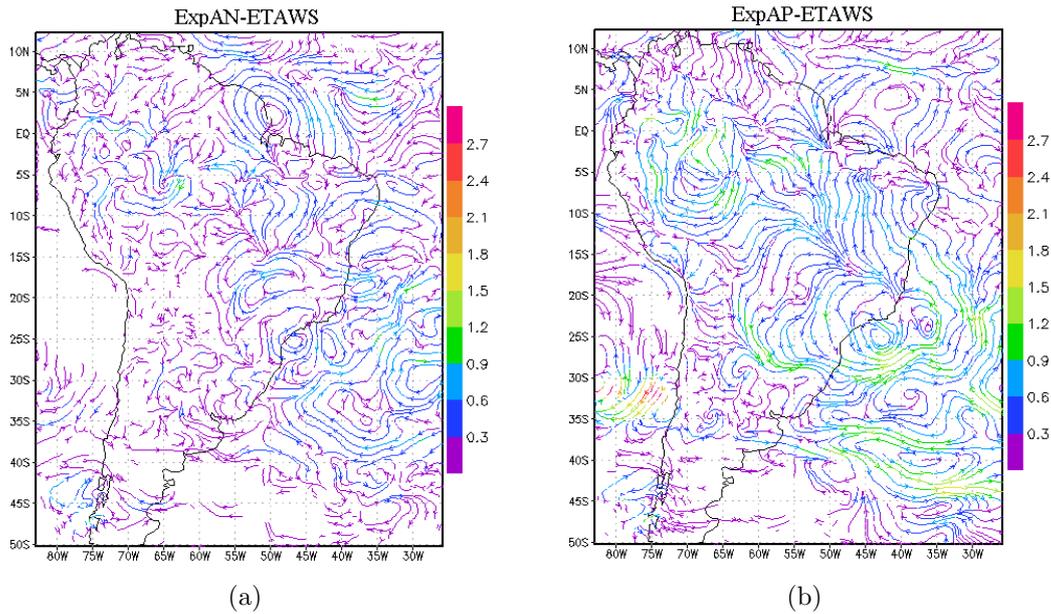


Figura 4.21 - Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Na diferença da CAPE, média em 30 dias, a partir do dia 15 de agosto de 2004, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e o simulada pelo experimento de controle ETAWS, foi observado uma grande região com valores negativos na Amazônia (Figura 4.22(b)). Isso quer dizer que a energia disponível para convecção diminuiu significativamente nesse experimento, nessa região. Apesar de, nessa região, ter havido um aumento na temperatura do ar na superfície (Figura 4.17(b)), o que, teoricamente, favoreceria um aumento da CAPE, uma diminuição da temperatura do ponto de orvalho nessa mesma região (Figura 4.20(b)) parece ter sido a principal responsável por tal diminuição da CAPE. Por outro lado, a anomalia da CINE no ExpAP não mostra um sinal claro na mesma região (Figura 4.23(b)).

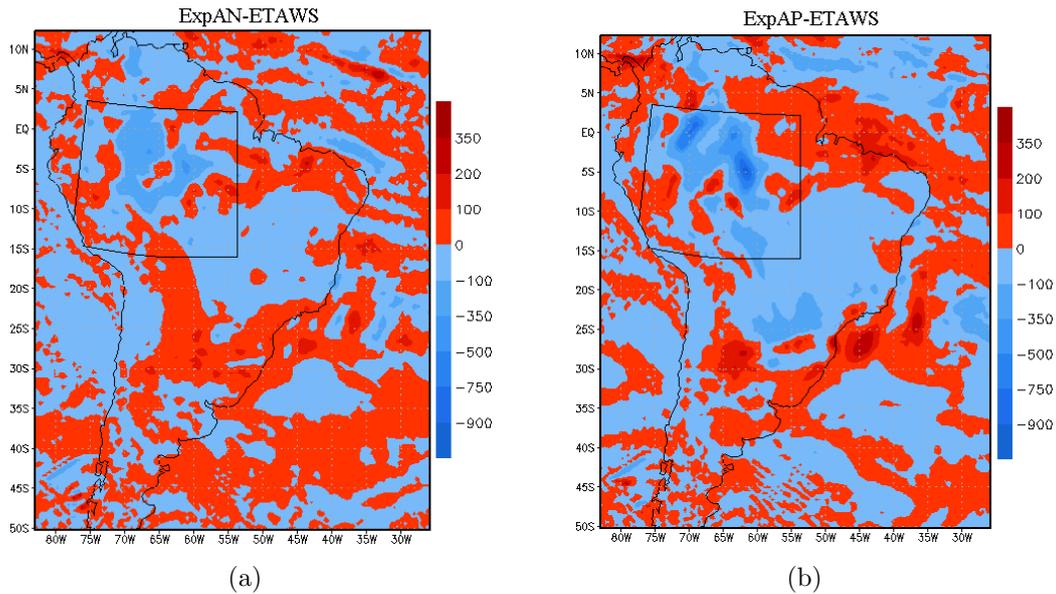


Figura 4.22 - Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Na CAPE e CINE no ExpAN, na região Amazônica, não mostram um padrão claro em relação aquele observado no experimento ExpAP (Figura 4.22(a) e Figura 4.23(a), respectivamente). Na Figura 4.22(a), observa-se uma diminuição da energia disponível para convecção, porém com uma intensidade muito menor que no ExpAP. A intensidade da CAPE reflete em parte aquela observada na temperatura do ponto de orvalho, mostrando a importância da umidade na convecção na região Amazônica.

Uma outra região em que se observou uma diferença entre os dois experimentos de sensibilidade na região Amazônica, foi a região sobre o oceano Atlântico equatorial. No experimento ExpAP foi observada uma clara redução da energia disponível para convecção, por outro lado, não foi observado um aumento claro no ExpAN.

Na região sudeste do Brasil e oceano adjacente, foi observado um padrão com sinal contrário entre os experimentos ExpAN e ExpAP na CINE (Figura 4.23). No ExpAP, foi observado um sinal negativo nessa região. Isso indica que houve um aumento da energia de inibição de convecção, na região, em relação a simulada pelo experimento de controle ETAWS. O oposto foi observado no experimento ExpAN.

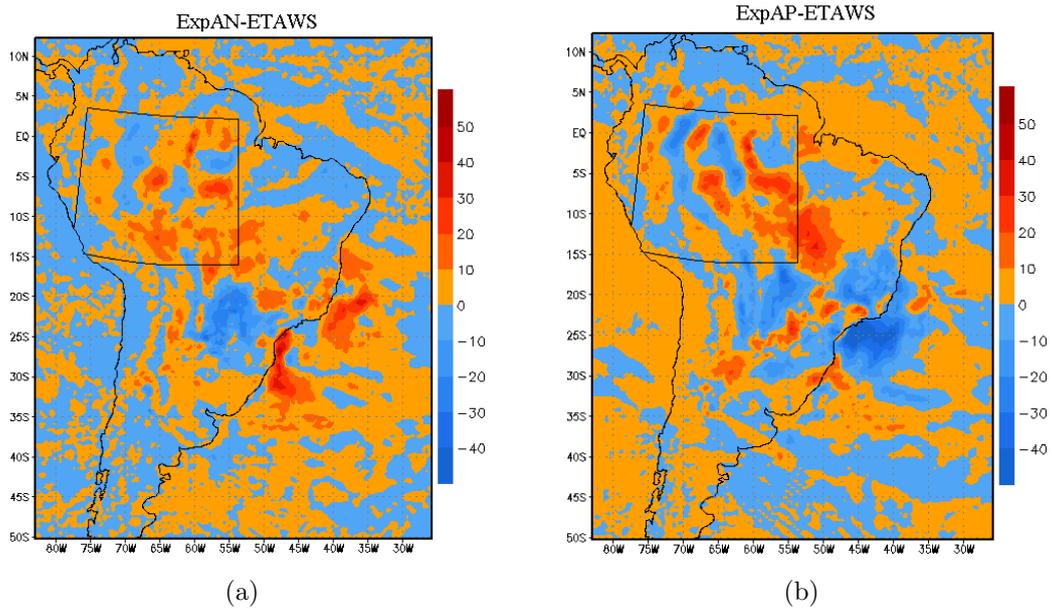


Figura 4.23 - Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Um aumento (diminuição) na precipitação foi observado nas regiões central e sudeste da AS, no experimento ExpAN (ExpAP) (Figura 4.24(a) e Figura 4.24(b), respectivamente). Esse aumento (diminuição) reflete a confluência (difluência) encontrada no campo de escoamento nessas regiões. Na região sudeste, o aumento (diminuição) relativo da CAPE e a diminuição (aumento) relativa da CINE, em relação ao experimento de controle, também foram importantes para explicar o aumento (diminuição) da precipitação na região central e sudeste da AS.

Apesar do padrão não está claro na região Amazônica, foi observado que a precipitação aumentou em decorrência da diminuição da umidade no solo, na região. A confluência anômala do escoamento, em baixos níveis, no ExpAN é uma das explicações para esse aumento na precipitação. O padrão encontrado na CAPE e CINE nesse experimento, não mostra uma condição favorável a convecção. Por outro lado, no ExpAP, além da difluência no escoamento na região Amazônica, foi observado uma diminuição significativa na CAPE, ambos explicariam essa redução na precipitação.

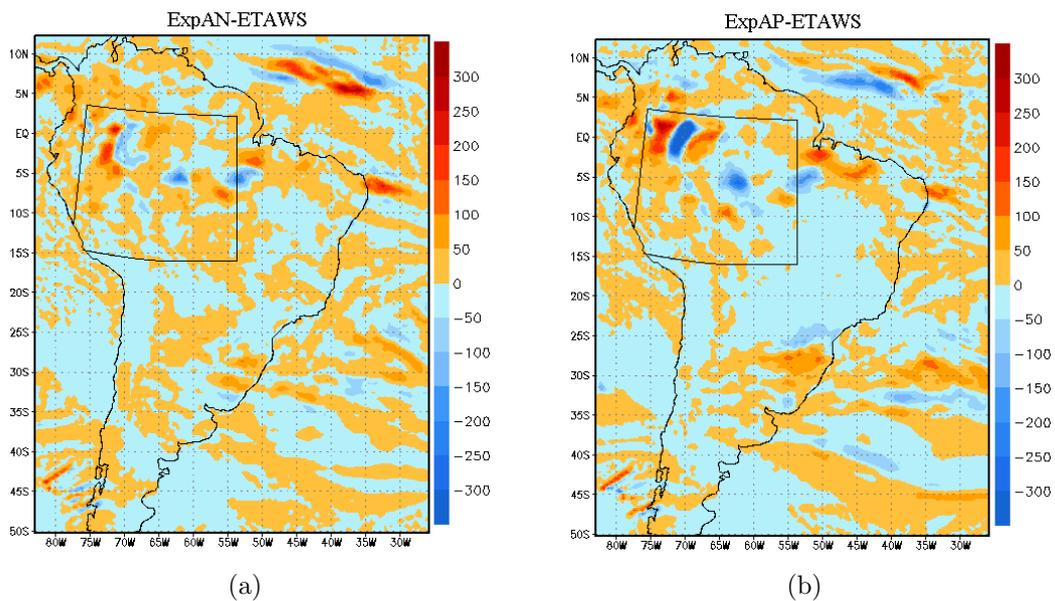


Figura 4.24 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Agosto de 2004.

Assim como a análise anterior, é mostrado aqui a análise dos campos médios em 30 dias a partir do dia 14 de outubro de 2004 dos experimentos de sensibilidade aplicando anomalias positiva e negativa na CI da umidade no solo, na região Amazônica. Esses 30 dias são importantes porque são os primeiros dias do início da estação chuvosa de 2004/2005, na região monçônica da AS. Por essa razão, será observado como anomalias na CI da umidade no solo afetou o início da estação chuvosa de 2004/2005.

A diferença entre o fluxo de calor sensível, médio em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004, não mostra um padrão claro entre os dois experimentos de sensibilidade. No ExpAP, os valores das diferenças do fluxo de calor sensível foram maiores que no ExpAN. Nesse experimento, foram observadas duas regiões com valores intensos na região Amazônica, uma centrada em $63^{\circ}W$ de longitude e $5^{\circ}S$ de latitude e outra em $74^{\circ}W$ e $2^{\circ}S$ (Figura 4.25(b)). Porém algumas regiões com valores negativos também foram observadas na região Amazônica nessa experimento. No ExpAN, foram observados em média valores negativos na parte ocidental da região Amazônica, a partir de $65^{\circ}W$ de longitude (Figura 4.25(a)). No lado ocidental da região Amazônica, uma pequena região com valores positivos também foi observada.

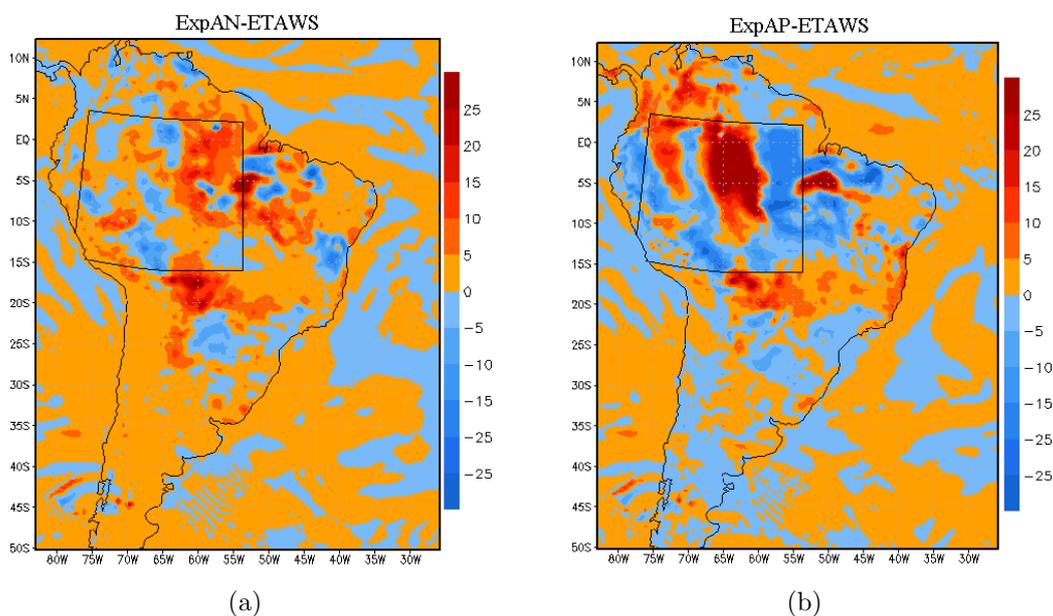


Figura 4.25 - Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

A diferença entre o fluxo de calor latente a superfície, médio em 30 dias, no experimento

de sensibilidade ExpAN e no experimento de controle ETAWS, a partir do nonagésimo primeiro dia de integração, mostra um aumento do fluxo de calor latente na região Amazônica (Figura 4.26(a)). No experimento aplicando anomalia positiva na umidade no solo, o oposto foi observado, porém com um sinal ainda mais intenso, tal como observado no fluxo de calor sensível. Uma das possíveis explicações para esse maior sinal no experimento ExpAP, na umidade no solo, na região Amazônica, é que a anomalia no campo de precipitação, observada nos dias anteriores, foi maior nesse experimento em comparação ao experimento ExpAN. Ou seja, a anomalia negativa na precipitação, média na área na região Amazônica, no experimento ExpAP foi maior que a anomalia positiva na precipitação no experimento ExpAN. O tripolo observado na anomalia no fluxo de calor sensível não foi claramente observado na anomalia do fluxo de calor latente no ExpAP.

Na região da ZCIT, um aumento do fluxo de calor latente próximo do continente no experimento ExpAN, em relação ao experimento de controle, indica que pode haver um deslocamento da ZCIT para sul nesse experimento. O experimento ExpAP mostra um padrão com um sinal oposto.

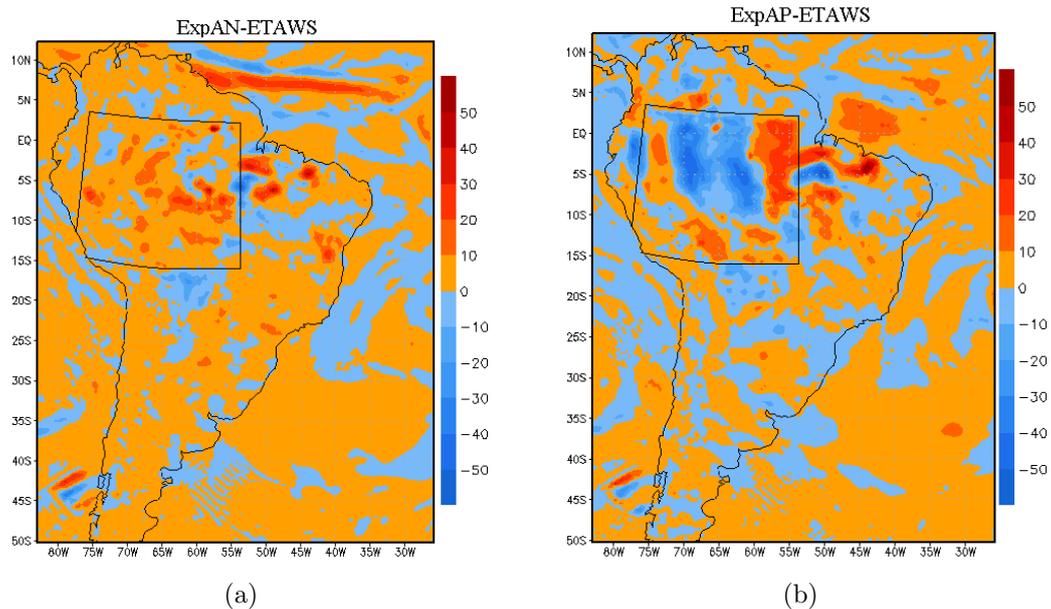


Figura 4.26 - Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), média em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

A diferença entre a temperatura do ar em $2m$, média em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, reflete a distribuição dos fluxos de calor a superfície (Figura 4.27). No experi-

mento ExpAP, um maior (menor) fluxo de calor sensível na atmosfera, resultou em um aumento (diminuição) da temperatura do ar em $2m$. Mais uma vez, o sinal do fluxo de calor latente na diferença de temperatura foi maior que do fluxo de calor sensível. Desta forma, a diferença de temperatura mostra um padrão semelhante ao encontrado no fluxo de calor latente. Um padrão aposto foi observado no experimento ExpAN (Figura 4.27(a)).

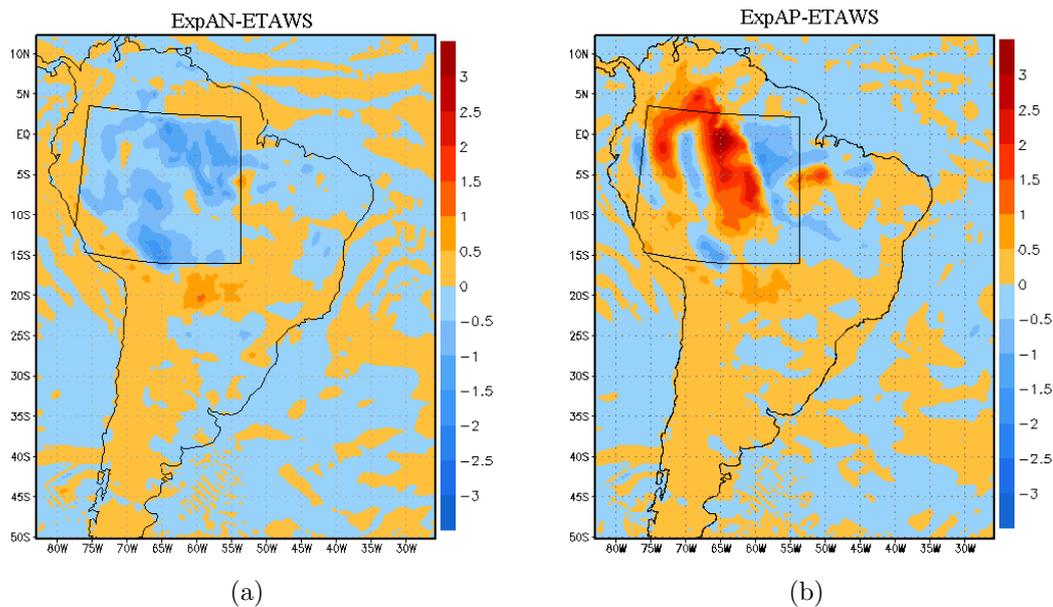


Figura 4.27 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

Na diferença entre a temperatura do ponto de orvalho, média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, foi observado uma forte queda da temperatura do ponto de orvalho na maior parte da região Amazônica, com exceção de seu lado ocidental (Figura 4.28(b)). Isso mostra que nessa região houve uma grande diminuição da umidade do ar próximo da superfície e, essa diminuição quase coincidiu com a região onde houve um aumento na temperatura do ar (Figura 4.27(b)). No ExpAN houve um aumento da umidade do ar na superfície no extremo norte da AS, por outro lado, em parte da região houve uma diminuição da temperatura do ponto de orvalho (Figura 4.28(a)).

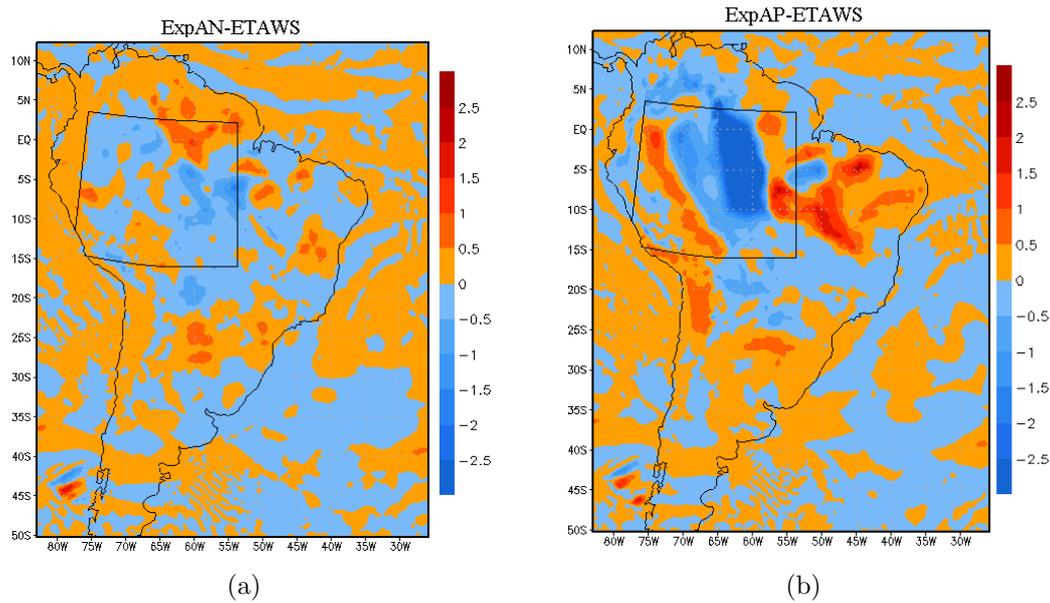


Figura 4.28 - Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

A diferença do escoamento, no nível de $850hPa$, simulado pelo experimento de sensibilidade ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, mostra uma região com uma circulação ciclônica e uma confluência na região em $60^{\circ}W$ de longitude e entre $15^{\circ}S$ e $27^{\circ}S$ de latitude (Figura 4.29(b)). Uma confluência, quase nessa mesma região, também foi observada no experimento ExpAN (Figura 4.29(a)). Essa confluência foi associada ao padrão do escoamento encontrado na região. Uma circulação anticiclônica, centrada em $3^{\circ}S$ de latitude e $77^{\circ}W$ de longitude, e uma circulação ciclônica, com eixo próximo de $63^{\circ}W$ de longitude favoreceram essa confluência.

Um padrão interessante na Figura 4.29 é aquele observado na costa norte da AS. No experimento ExpAN, um escoamento do oceano para o continente foi observado (Figura 4.29(a)). Por outro lado, o mesmo escoamento se inverteu, no experimento ExpAP (Figura 4.29(b)).

Em ambos os experimentos, foi observado uma circulação anticiclônica na região sudeste do Brasil. Porém, no experimento ExpAP, esse anticiclone favorece o escoamento do oceano Atlântico para o continente. Esse escoamento converge no lado equatorial no anticiclone, na região do cavado anômalo, com o eixo em, aproximadamente, $15^{\circ}S$ de latitude e $45^{\circ}W$ de longitude. Também foi observado uma região com ventos anômalos fortes de norte, no lado oriental do ciclone da Amazônica. Esse escoamento pode ter favorecido o transporte de umidade da Amazônica para a região do cavado, na região da confluência do escoamento, citada anteriormente.

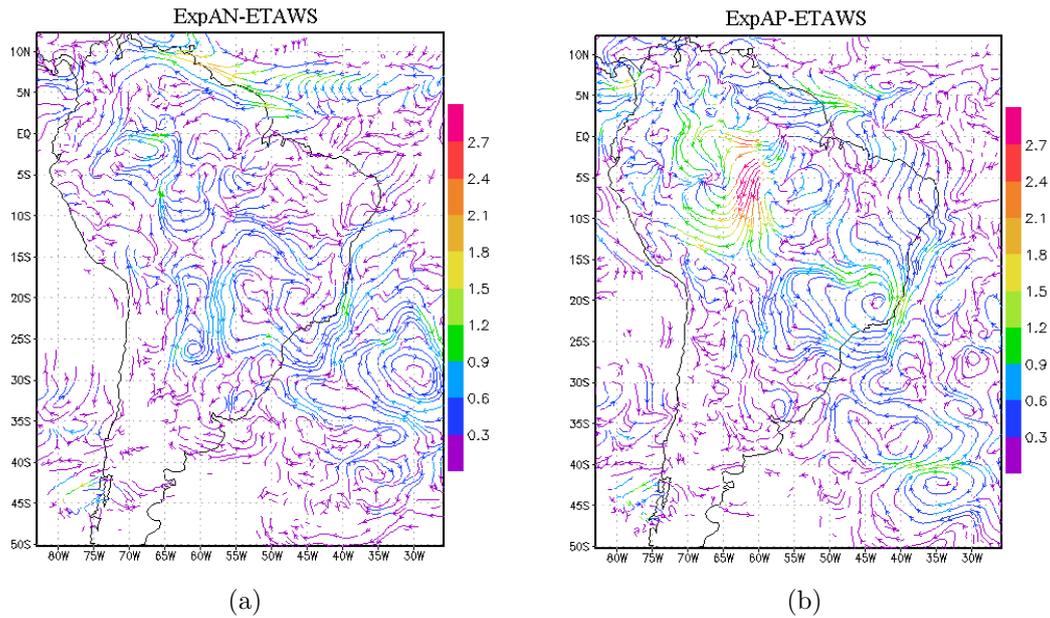


Figura 4.29 - Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

A diferença da CAPE, média em 30 dias, a partir do dia 14 de outubro, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, mostra um padrão semelhante a um dipolo na região Amazônica, com uma região com valores negativos em seu lado oriental e uma região com valores positivos em seu lado ocidental (Figura 4.30(b)). Um padrão oposto, porém com sinal mais fraco, foi observado no experimento ExpAN (Figura 4.30(a)). No ExpAP (ExpAN), no mesmo período, foi observado que em grande parte da região Amazônica houve um aumento (diminuição) da energia de inibição da convecção Figura 4.31.

Na região das ZCAS foi observado uma diminuição da CAPE no ExpAP, porém em seu lado equatorial, foi observado valores positivos indicando que pode ter havido um deslocamento para norte da região das ZCAS devido à anomalia na umidade no solo. Já no ExpAN não foi observada uma redução clara na CAPE, nessa mesma região. Na região das ZCAS no ExpAP foi observado um aumento da CINE, também acompanhada por uma diminuição da CINE em seu lado equatorial. Uma importante observação é que, no caso do experimento ExpAP, os valores negativos e positivos observados na região Amazônica e na região das ZCAS, respectivamente, foram acompanhados por valores também negativos e positivos na temperatura do ponto de orvalho, em superfície. Isso mostra, a importância da umidade a superfície no aumento da energia disponível para convecção na região monçônica da AS.

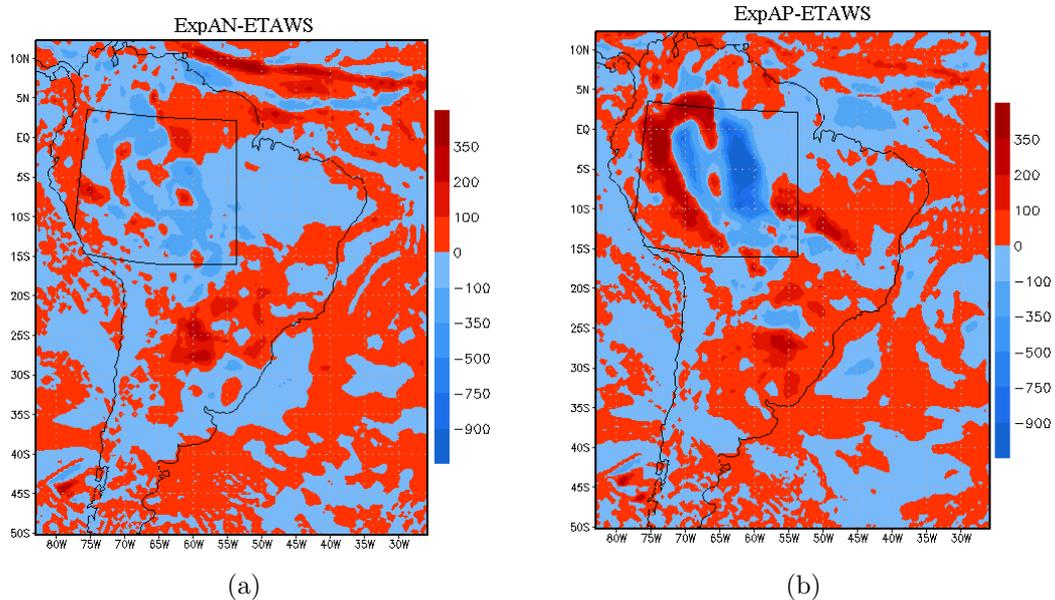


Figura 4.30 - Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

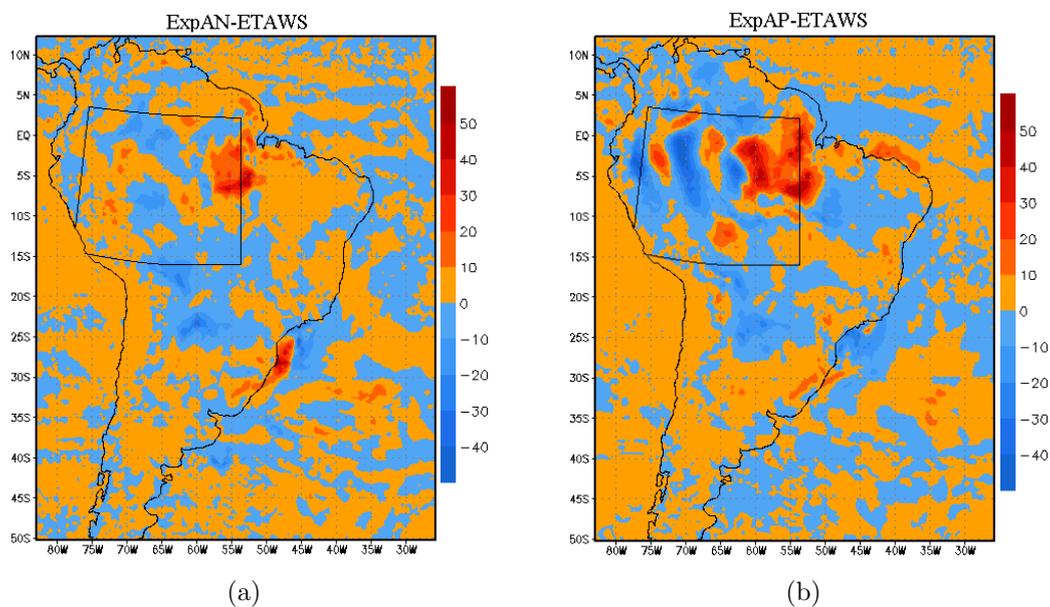


Figura 4.31 - Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

Por fim, a [Figura 4.32](#) mostra a diferença entre o acumulado de 30 dias da precipitação dos experimentos ExpAN e ExpAP e do experimento de controle. Duas regiões importantes foram afetadas, a primeira foi a própria região Amazônica e a segunda foi a região centro-leste da AS, mas especificamente na região das ZCAS.

Na região Amazônica, foi observada um aumento (redução) na precipitação no experimento ExpAN (ExpAP), como visto na [Figura 4.32\(a\)](#) ([Figura 4.32\(b\)](#)). Apesar da confluência observada em ambos os experimentos, o aumento na precipitação na [Figura 4.32\(a\)](#) parece ser um reflexo da maior proximidade do continente da ZCIT, a qual levou o escoamento do oceano para o continente. Como mostrado na [Figura 4.29](#), na costa norte da AS, o escoamento estava na direção do oceano para o continente no experimento ExpAN e do continente para o oceano no experimento ExpAP. No ExpAP foi observado uma diminuição da CAPE e um aumento da CINE na região Amazônica, ambos contribuíram para a diminuição da precipitação na região. O padrão observado na CAPE e CINE no ExpAN não foi suficiente para explicar o aumento da precipitação.

Por outro lado, na região centro-leste da AS, um aumento na precipitação no ExpAP parece ser o reflexo da umidade trazida pelo escoamento do oceano Atlântico Sul para o continente, assim como, da região Amazônica, ambos convergindo na região das ZCAS ([Figura 4.32\(b\)](#)). Nessa região, também foi observada um aumento significativo da CAPE e uma diminuição da CINE, ambos contribuíram para o aumento da convecção, e consequentemente, da precipitação na região. Como mostrado em [Pal e Eltahir \(2001\)](#), a precipitação convectiva é mais sensível às condições anômalas na umidade no solo, em relação aquelas não convectiva. No ExpAN, por outro lado, foi observado uma diminuição da CAPE e um aumento do CINE, que poderiam explicar a diminuição da precipitação na região.

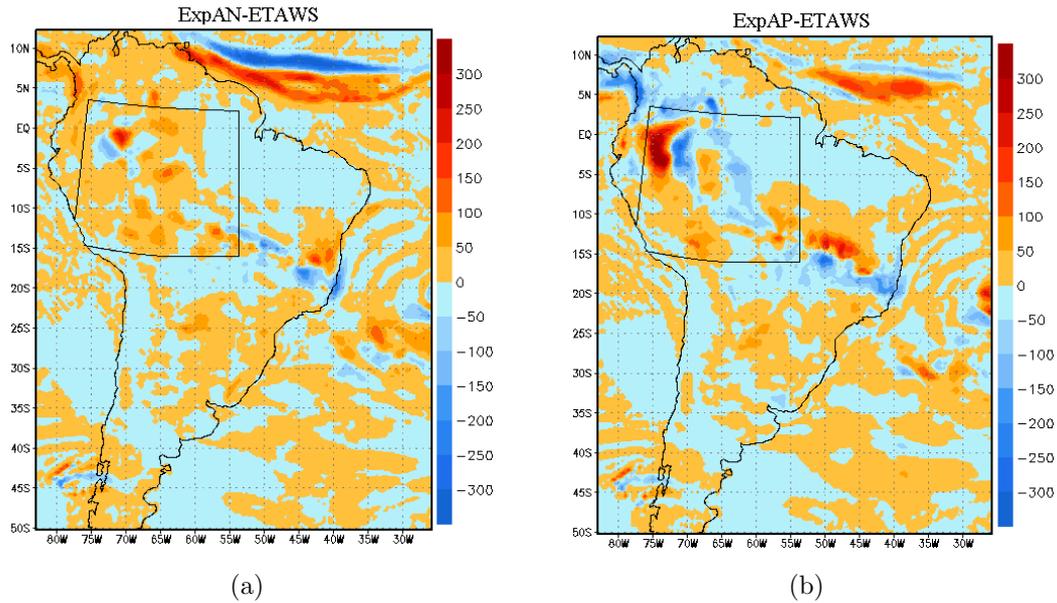


Figura 4.32 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpAN e (b) ExpAP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

4.6 Experimentos de sensibilidade na região central da AS

4.6.1 Umidade no solo

Nesses experimentos, foram aplicadas anomalias positiva e negativa na CI da umidade no solo, na região central da AS. Tal como nos experimentos anteriores para região Amazônica, foi observado que a anomalia negativa aplicada na CI na umidade no solo permaneceu negativa durante todo período de integração (Figura 4.33). Porém, ao contrário do experimento anterior, foi observado que houve menos mudança dentro na região onde foi aplicada a anomalia. Uma das possíveis explicações para essa menor mudança seria o fato da precipitação, média na área sobre região central da AS, não ter variado muito em relação ao experimento de controle (Figura 4.9(b)). Como será visto na [Subseção 4.6.2](#), as anomalias induzidas na umidade no solo na região central afetou também outras regiões, como a região sudeste do Brasil.

Também como no experimento na região Amazônica, a anomalia positiva aplicada na umidade do solo na região central da AS, diminuiu de intensidade com o passar do tempo, e chegou a trocar de sinal tornando-se negativa em algumas áreas onde a anomalia na umidade no solo foi aplicada (Figura 4.34). Entrando, a diferença na umidade no solo, média em 30 dias, após 91 dias de integração, voltou a mostra uma área positiva na região central da AS (Figura 4.34(b)). Um dos motivos para se observar as maiores mudanças

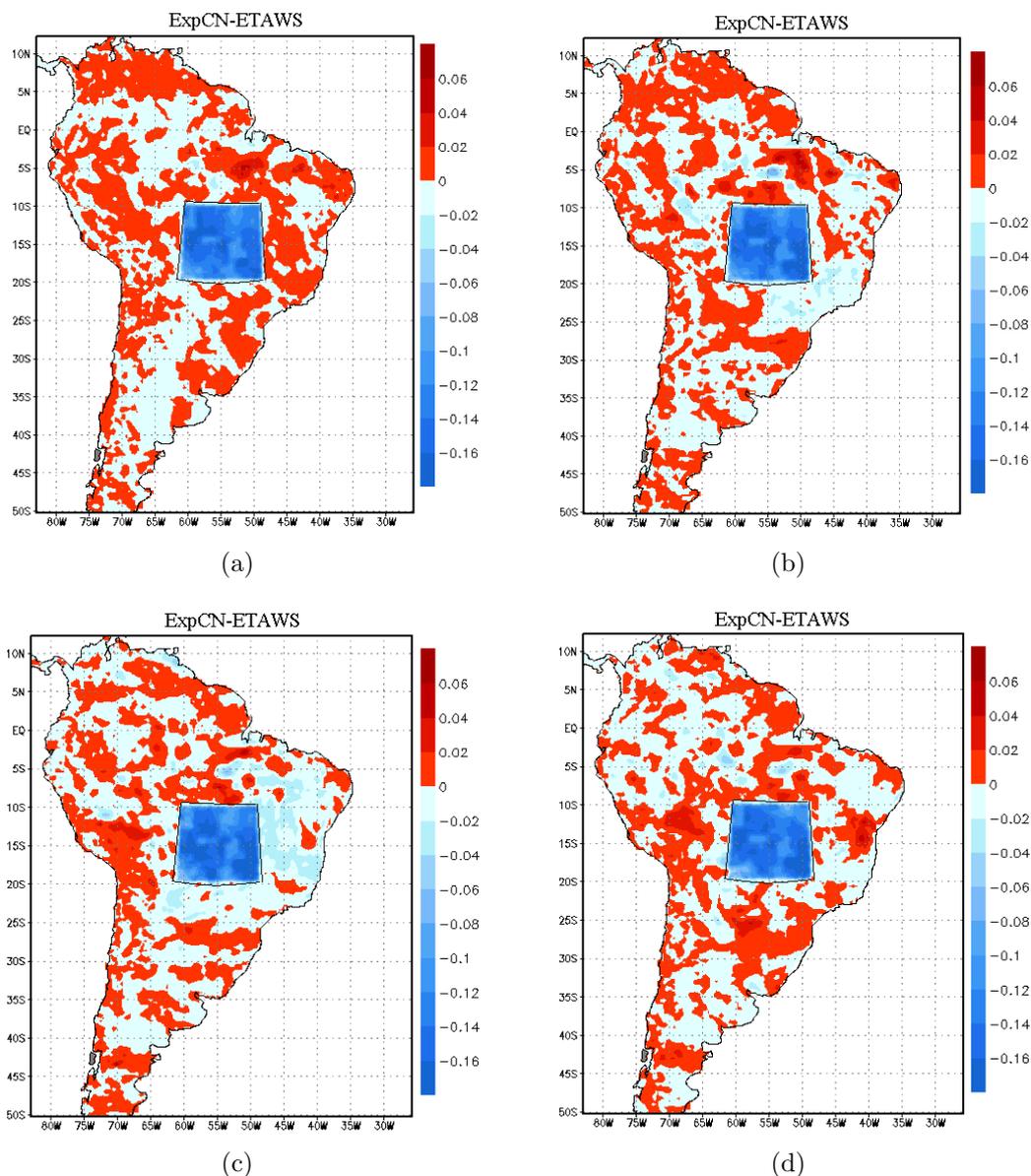


Figura 4.33 - Diferença entre a umidade do solo ($kg\ m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros $10cm$ de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCN e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.

nesse período é que a estação chuvosa de 2004/2005 iniciou em meados de outubro.

A série temporal das pântadas da umidade no solo, médias sobre a região central da AS, para a primeira camada do experimento ExpCP, mostra um padrão semelhante ao que foi observado na distribuição espacial. Em média, houve uma diminuição na umidade no solo em ambos os experimentos, fazendo com o que a umidade no solo no ExpCP se tornasse menor que a simulada pelo experimento do controle e aumentando a diferença entre o experimento ExpCN e o experimento de controle (série verde e vermelha, respectivamente,

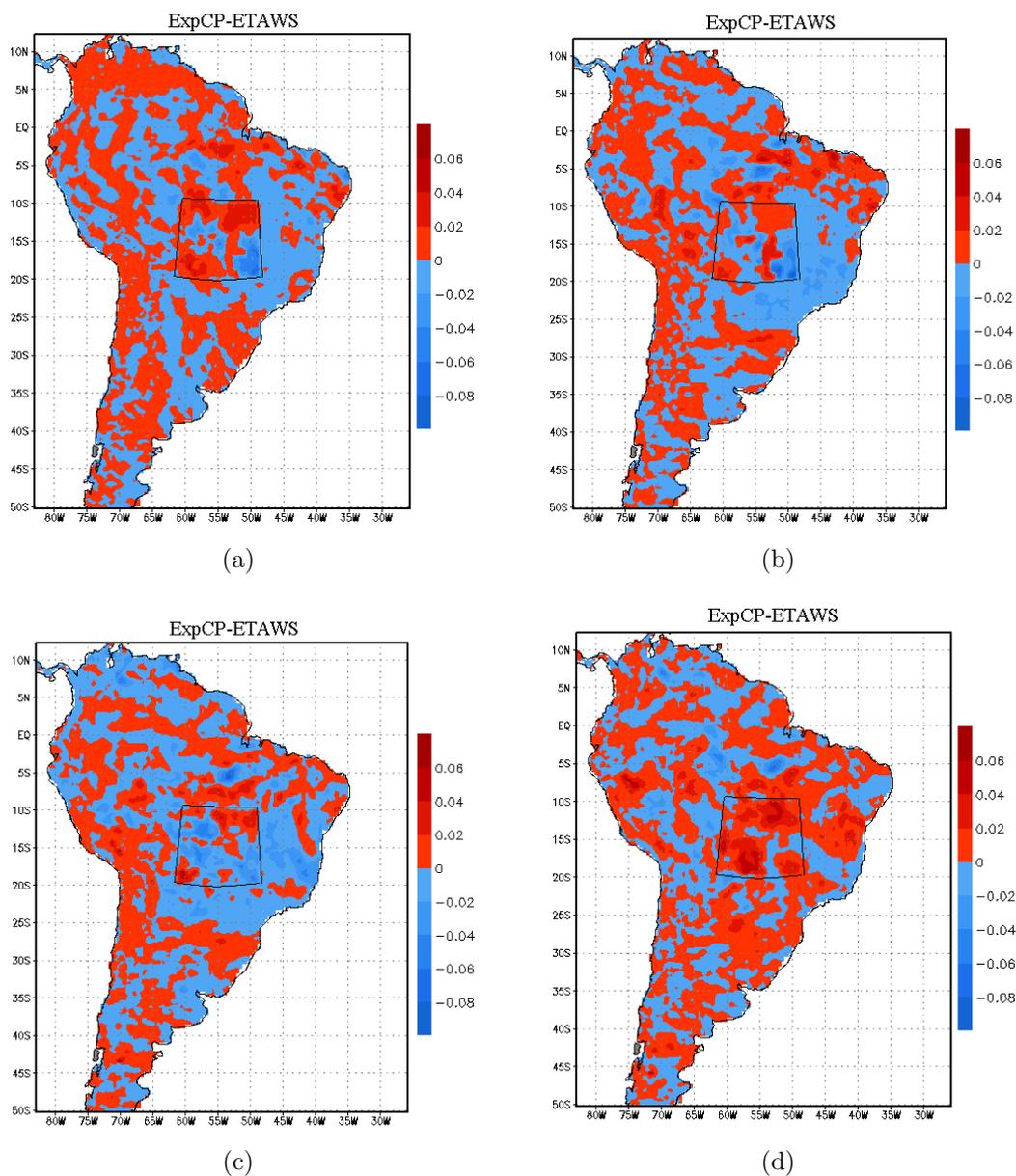


Figura 4.34 - Diferença entre a umidade do solo ($kg\ m^{-2}$) da primeira camada (os primeiros 10cm de solo), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de (a) 16 de Julho, (b) 15 de Agosto, (c) 14 de Setembro e 14 de Outubro de 2004.

na Figura 4.35(a)). No experimento ExpCP, a umidade se tornou maior que a simulada pelo experimento de controle a partir da segunda pênstada de outubro, na mesma pênstada em que a precipitação se tornou maior que 4mm (série verde na Figura 4.9(b)).

A umidade no solo no ExpCN permaneceu menor que a simulada pelo experimento de controle nas quatro camadas do solo durante todo período de integração. Na segunda camada do solo no ExpCP, foi observado que a mesma levou mais tempo para se tornar

menor que a simulada pelo experimento de controle, e a anomalia na umidade no solo se tornou negativa somente a partir da primeira pêntrada de outubro. Por outro lado, apesar de também ter sido observado uma diminuição na umidade no solo na terceira e quarta camada do solo no ExpCP, com um pequeno aumento após o início da estação chuvosa naquela região, a mesma permaneceu positiva durante todo período de integração.

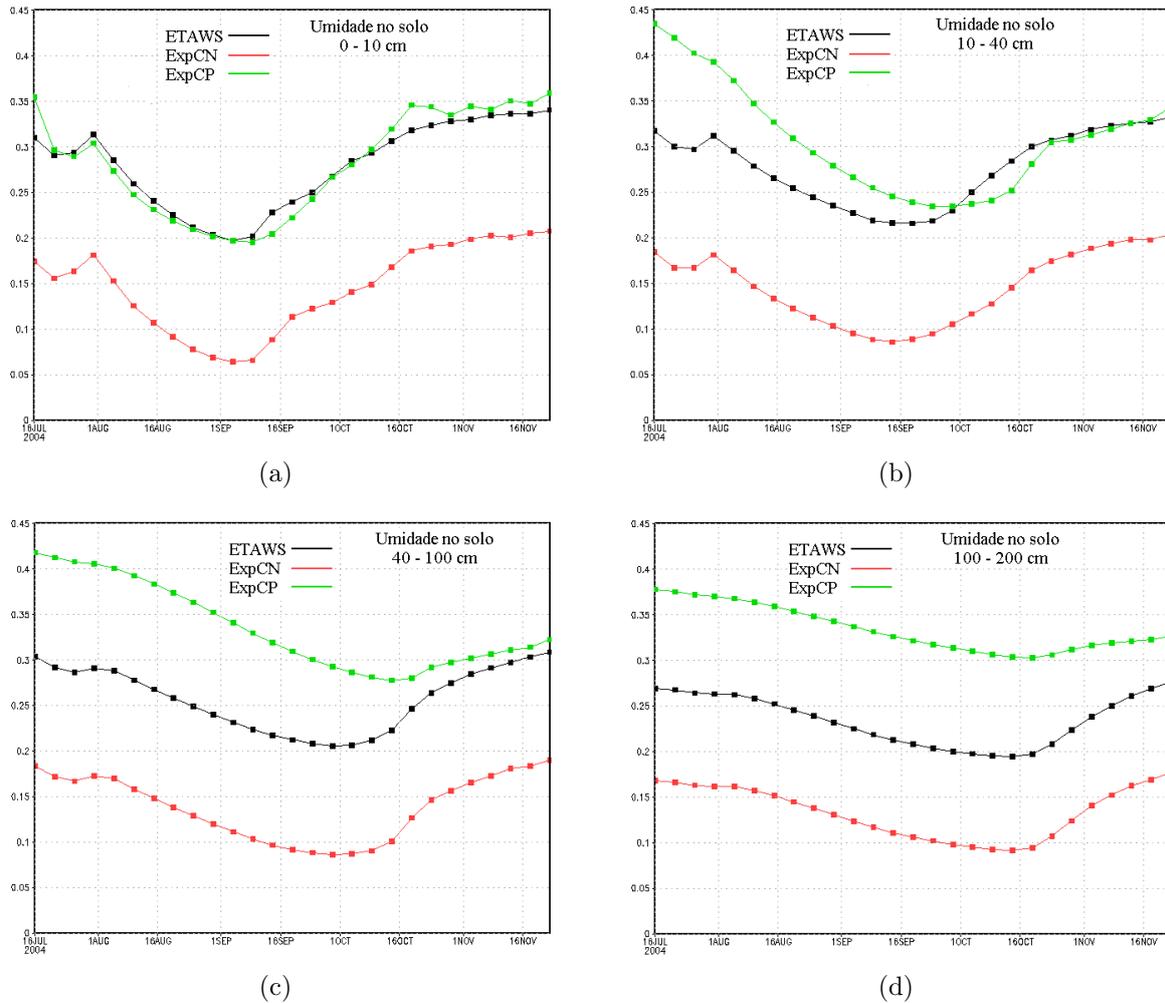


Figura 4.35 - Séries temporais das pêntradas de umidade no solo (mm), para o período de 16 de julho de 2004 à 27 de novembro de 2005. A série da umidade no solo é média entre as longitudes de $60W$ e $50W$ e entre as latitudes de $20S$ e $10S$ para a camada entre (a) a superfície e $10cm$, (b) entre $10cm$ e $40cm$, (c) entre $40cm$ e $100cm$ e entre $100cm$ e $200cm$. A série preta representa a simulação feita pelo experimento de controle ETAWS, a série vermelha representa o experimento ExpCN e a série verde representa o experimento ExpCP.

4.6.2 Circulação atmosférica e precipitação

Neste ítem são mostrados os resultados dos experimentos das anomalias na umidade no solo na região central da AS. Os campos médios de 30 dias da circulação dos ventos,

fluxos de calor na superfície e precipitação serão mostrados a partir do primeiro e do nonagésimo primeiro dia de integração, pois esses períodos foram os que apresentaram as maiores variações na precipitação em resposta as anomalias na CI da umidade no solo, na região central da AS, em relação aquelas simuladas pelo experimento de controle.

Na diferença entre o fluxo de calor sensível na superfície, média em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpCN e ExpCP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir do primeiro dia de integração, observa-se que quase toda a AS teve uma resposta às mudanças na umidade no solo na região central da AS, ou seja, foi observado um padrão oposto entre os experimentos ExpCP e ExpCN nesse campo. Entretanto, duas regiões importantes na monção da AS afetadas tiveram grande impacto na temperatura à superfície. Essas regiões são: a própria região central da AS e a região sudeste da AS (Figura 4.36). Na região central da AS, observa-se que a anomalia negativa aplicada na umidade no solo levou a um aumento no fluxo de calor sensível no ExpCN (Figura 4.36(a)). Portanto, nesse caso, mais calor sensível, em relação ao experimento de controle, teria sido usado para aquecer o ar em baixos níveis. Nessa região, valores negativos no fluxo de calor sensível foram observados no ExpCP (Figura 4.36(b)).

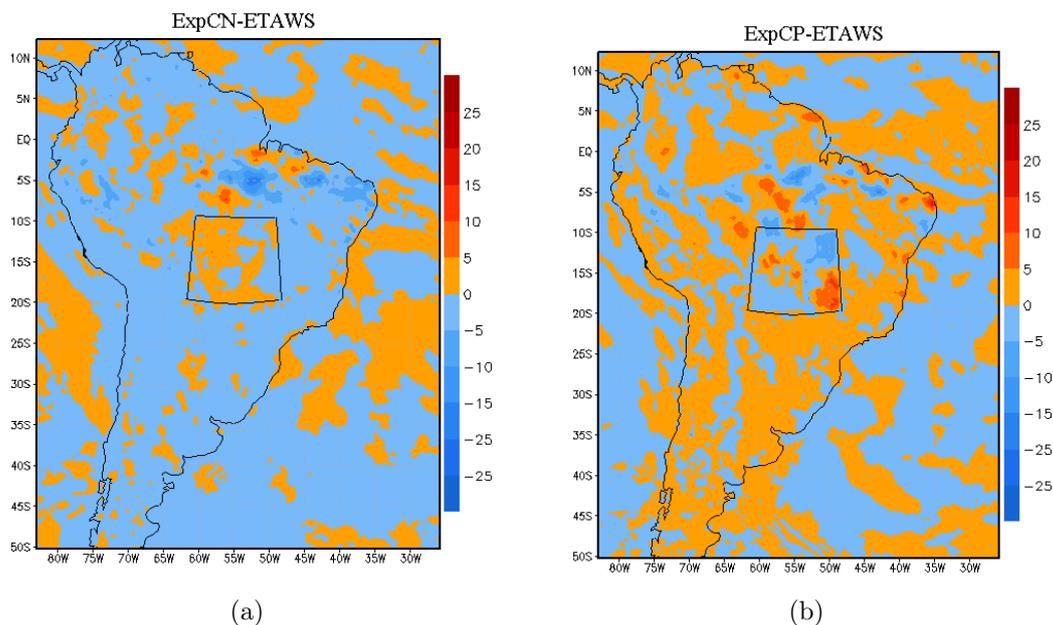


Figura 4.36 - Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

No fluxo de calor latente no experimento ExpCN, para o mesmo período, foi observado que menos calor latente foi usado na mudança de fase na região central (Figura 4.37(a)).

Equivalentemente, no experimento ExpCP, uma maior quantidade de fluxo de calor latente foi usada na atmosfera (Figura 4.37(b)). Entretanto, ambos os experimentos tem regiões com diminuição e aumento no fluxo de calor latente. O padrão observado no campo de diferença do fluxo de calor sensível, na região sudeste da AS, não foi observado na Figura 4.37.

De certa forma, os resultados encontrados são semelhantes ao descrito na literatura, em relação a distribuição dos fluxos a superfície. A anomalia negativa (positiva) aplicada na umidade no solo, na região central da AS, levou a um aumento (diminuição) no fluxo de calor sensível (latente). Ao mesmo tempo, pode-se observar um padrão oposto nas regiões sul e sudeste do Brasil, o qual, como será mostrado, teve grande importância na circulação atmosférica resultante e na precipitação anômala às condições na umidade no solo.

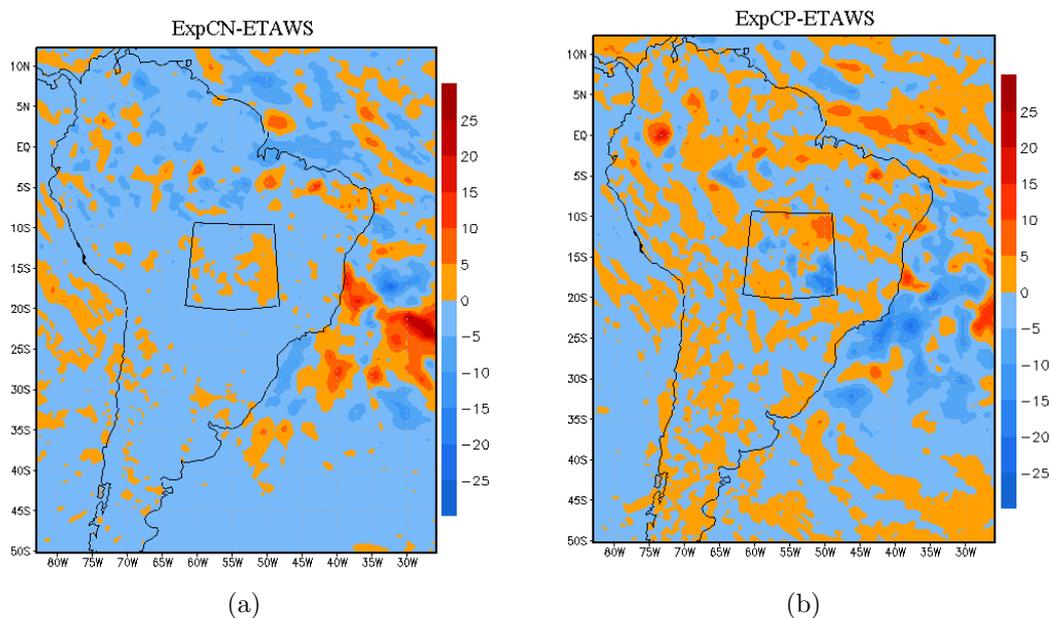


Figura 4.37 - Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

Em ambos os experimentos, foi observado que a temperatura do ar na superfície, na área onde foram aplicadas as anomalias na umidade no solo, ficaram abaixo da simulada pelo experimento de controle (Figura 4.38). O experimento ExpCN levou a um aumento (diminuição) fluxo de calor sensível (latente), entretanto, essa distribuição dos fluxos a superfície não refletiu na temperatura do ar na superfície (Figura 4.38(a)). Os experimentos de sensibilidade à umidade no solo, na região central da AS, não resultou em um contraste na temperatura do ar entre os experimentos ExpCP e ExpCN, como os

experimentos realizados na região Amazônica.

Por outro lado, na região sudeste da AS, incluindo as regiões sul e sudeste do Brasil, foi observada um grande contraste entre os dois experimentos, refletindo a distribuição dos fluxos de energia em superfície, em especial o fluxo de calor sensível. No experimento ExpCN, uma diminuição no fluxo de calor sensível levou a um abaixamento da temperatura de $2m$. O oposto foi observado no experimento ExpCP.

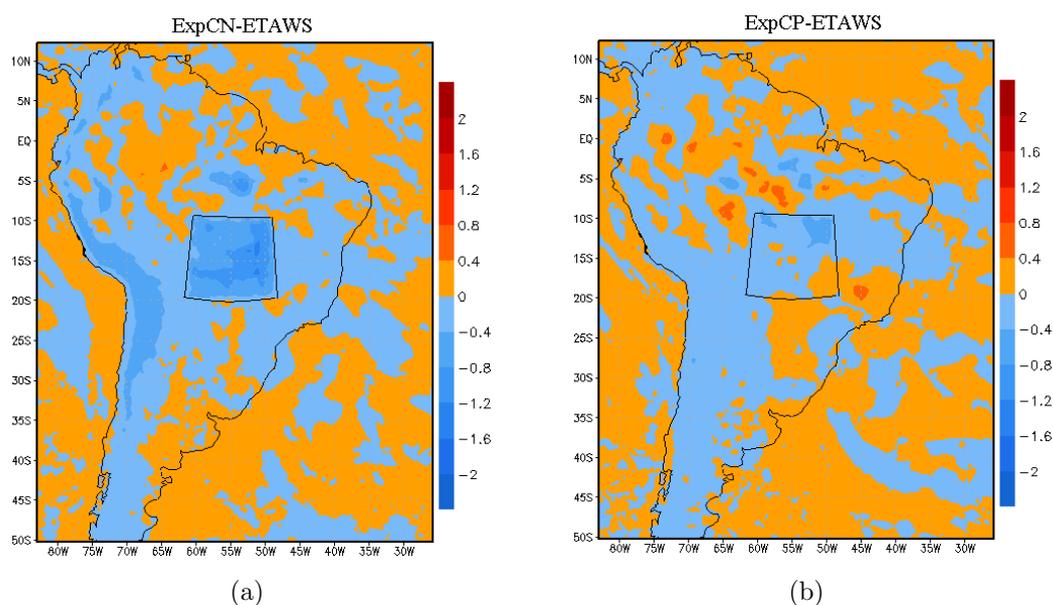


Figura 4.38 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

Tal como no experimento aplicando anomalia negativa na região Amazônica, aqui também foi feita a diferença entre a temperatura em $2m$ às 06UTC e 18UTC, respectivamente, média para todo período de integração, simulada pelos experimentos de sensibilidade (ExpAN e ExpAP) e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004 (Figura 4.39 e Figura 4.40). No ExpCN foi observado que, da mesma maneira que no ExpAN, o resfriamento (aquecimento) foi observado no período da tarde (madrugada), o que pode está associado a perda (ganho) inexistente de ROL, nesse período (Figura 4.40(b)) (Figura 4.39(b)), pois com um solo mais seco esperaria-se o contrário. No ExpCP, foi observada uma região com valores negativos na diferença de temperatura observados tanto às 06 quanto às 18UTC, entretanto no período da tarde essa região quase coincide com a região onde anomalia na umidade no solo foi induzida.

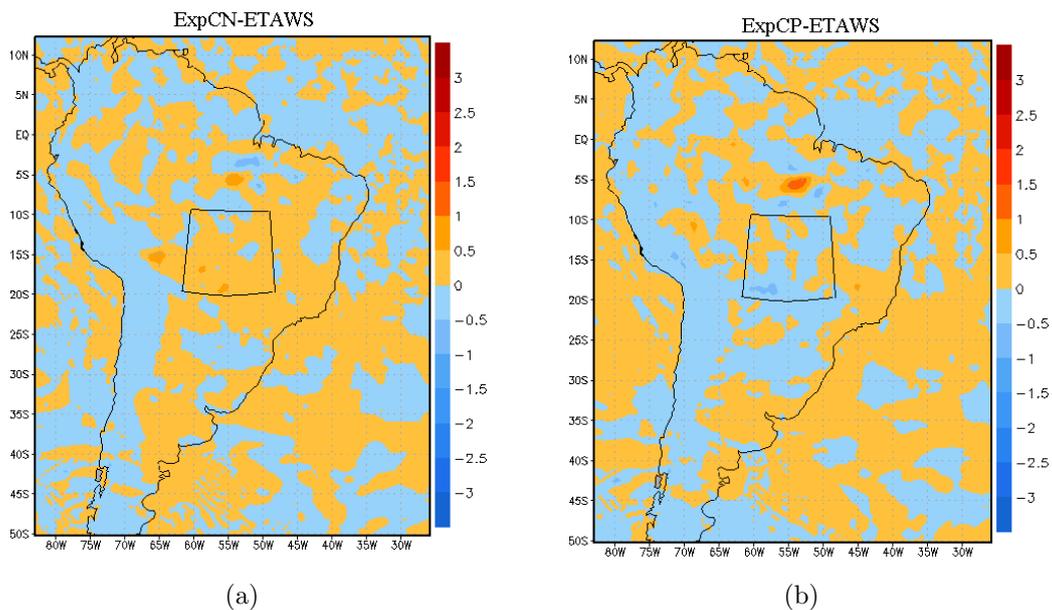


Figura 4.39 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 06UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.

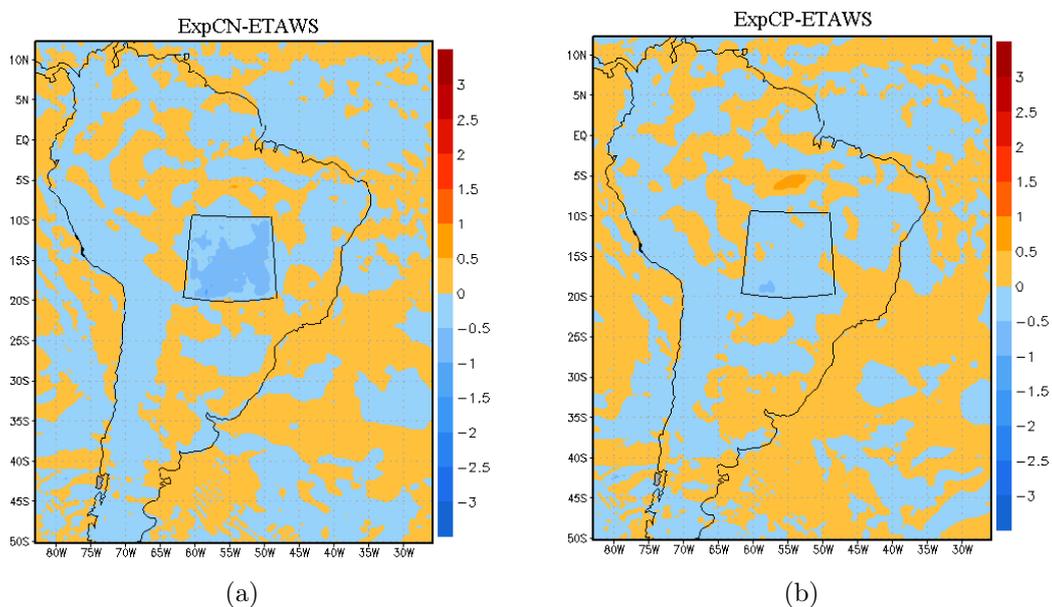


Figura 4.40 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K) às 18UTC, média para todo período de integração, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 15 de Julho de 2004.

No campo da diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$, média em 30 dias, simuladas pelos experimentos de sensibilidade (ExpCN e ExpCP) e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, foi observada uma pequena diferença entre os experimentos ExpCP e ExpCN na região sudeste do Brasil, na latitude de $20^{\circ}S$ e entre as longitudes de $55^{\circ}W$ e $45^{\circ}W$ (Figura 4.41). No ExpCN foi observado um pequeno aumento, em relação ao experimento de controle (Figura 4.41(a)). No ExpCP, apesar de ter sido observado um aumento na temperatura do ponto de orvalho em parte na região sudeste do Brasil próximo do litoral e também no oceano Atlântico adjacente, um núcleo, centrado em $22^{\circ}S$ de latitude e $50^{\circ}W$ de longitude, mostra que, em geral, houve uma diminuição da umidade do ar na superfície, na região sudeste do Brasil, o que resultou em uma diminuição da temperatura do ponto de orvalho (Figura 4.41(b)).

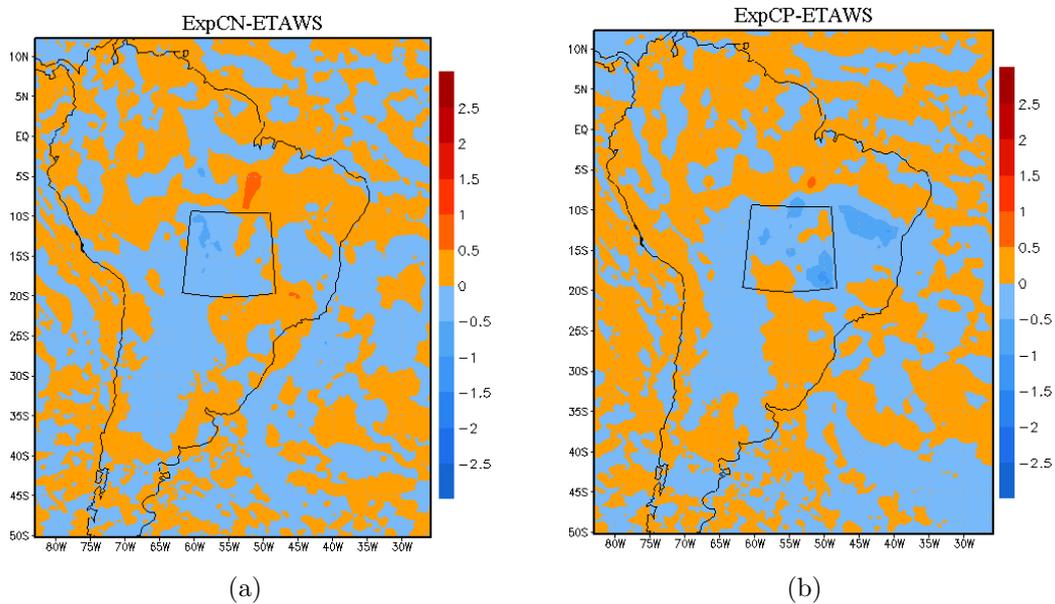


Figura 4.41 - Diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

A Figura 4.42(b) mostra o campo da diferença de escoamento, no nível de 850hPa, média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS. Observa-se uma área com uma circulação ciclônica anômala na região sudeste da AS. Essa circulação ciclônica favoreceu o escoamento no sentido do continente para o oceano. Ainda nesse experimento, foi observada uma região com difluência do escoamento na região centro-leste da AS.

Por outro lado, no ExpCN foi observado uma região com confluência na região sudeste do Brasil, aproximadamente em $45^{\circ}W$ de longitude e entre as latitudes de $15^{\circ}S$ e $25^{\circ}S$ (Figura 4.42(a)). Além disso, foi observado outra região com confluência na região central do Brasil, e parte do escoamento de confluiu nessa região teve sua origem na região Amazônica.

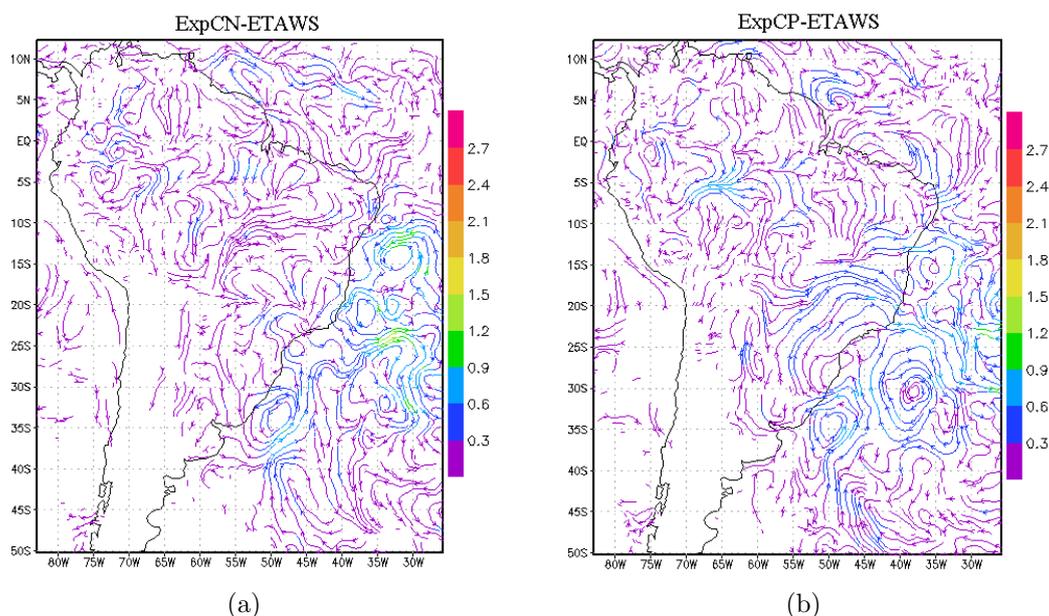


Figura 4.42 - Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

Na latitude de $10^{\circ}S$ e entre as longitudes de $45^{\circ}W$ e $55^{\circ}W$, foi observado uma diferença importante entre os dois experimentos. No ExpCP foi observado que a componente do vento zonal era de leste, já no ExpAN, a componente era de oeste. Como mostrado estudos anteriores (GAN et al., 2004; JONES; CARVALHO, 2002), isso tem uma implicância importante no transporte de umidade da região Amazônica para região central.

A diferença da CAPE, média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir do dia 16 de julho de 2004, mostra uma região com valores negativos na região centro-leste da AS (Figura 4.43(b)). No mesmo período, quase na mesma região, foi observado uma região também com valores negativos no campo da CINE (Figura 4.44(b)). Portanto, a anomalia positiva na umidade no solo na região central da AS favoreceu uma diminuição da energia disponível para convecção e um aumento da energia de inibição de convecção. Um dos fatores que causaram essa configuração na CAPE e CINE foi a diminuição da umidade que foi observada através da redução na temperatura do ponto de orvalho. As anomalias na CAPE e CINE no ExpCN (Figura 4.44(a)) mostram anomalias com sinal oposto as encontradas no ExpCP, na mesma região.

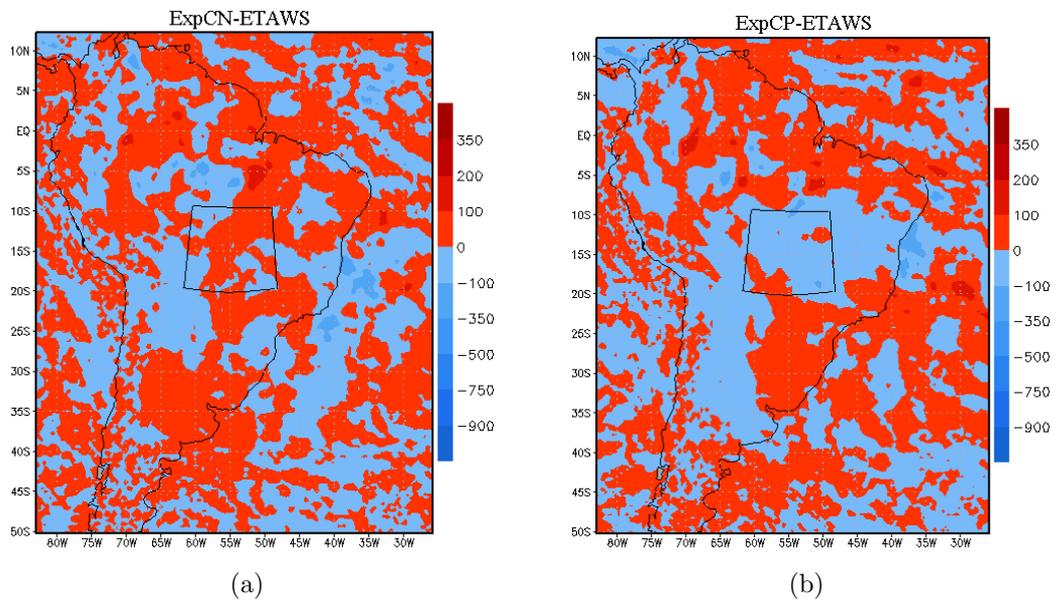


Figura 4.43 - Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

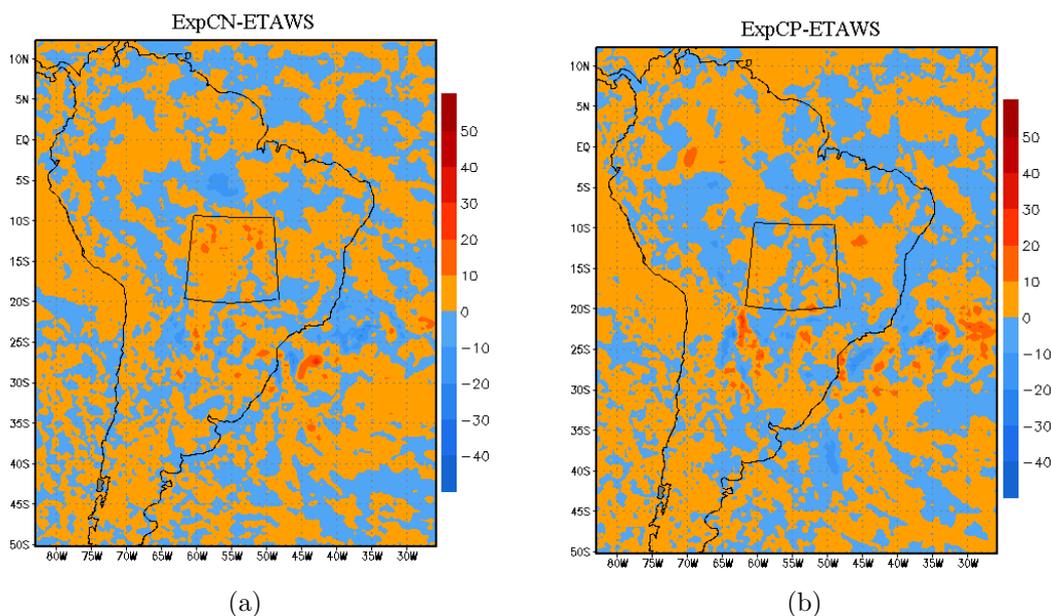


Figura 4.44 - Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

A diferença da precipitação, acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade ExpCN e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, mostra uma região com valores positivos na região central do Brasil (Figura 4.45(a)). Isso pode ser o reflexo do transporte de umidade da Amazônia que convergiu nessa região, como mostrado na Figura 4.42. Ao mesmo tempo, nessa região, foi observado um aumento da CAPE e uma diminuição da CINE, ambos favorecendo o desenvolvimento de convecção.

Por outro lado, valores negativos foram observados na mesma região no experimento ExpCP Figura 4.45(a). Nessa região, o vento zonal estava de leste, o que de acordo com o estudo de Jones e Carvalho (2002) e Gan et al. (2004) está associado com a fase inativa da monção. Ao mesmo tempo, nessa região foi observado uma diminuição significativa da CAPE, o que ajudaria a explicar a diminuição da convecção da região.

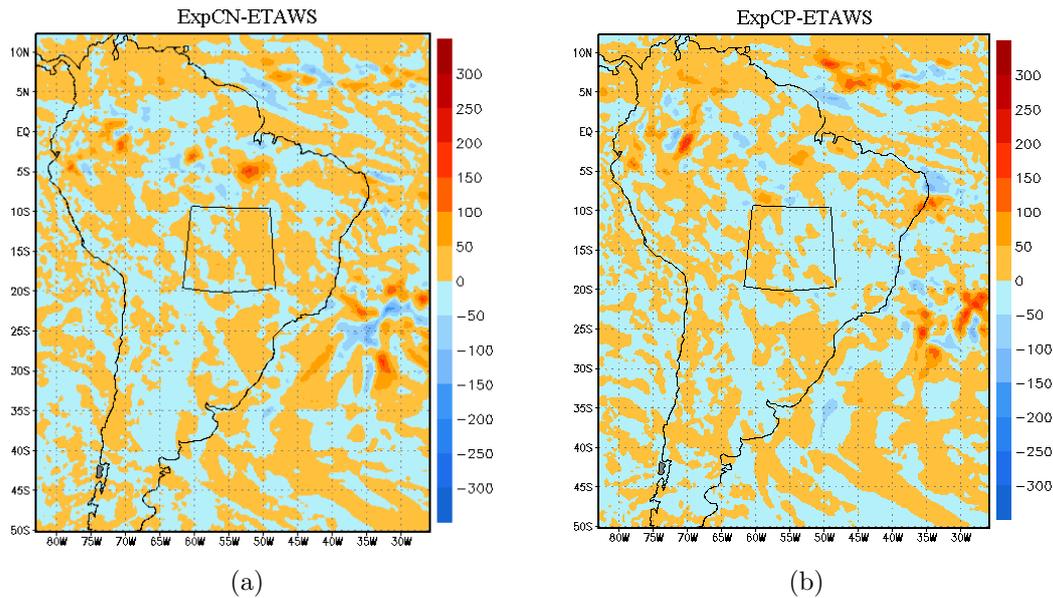


Figura 4.45 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 16 de julho de 2004.

Na diferença do fluxo de calor sensível, médio em 30 dias, simulado pelos experimentos de sensibilidade (ExpCN e ExpNP) e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir do nonagésimo primeiro dia de integração, observa-se que, em média sobre a região central, houve um aumento (diminuição) nesse fluxo no ExpCN (ExpCP) (Figura 4.46(a)). Isso significa que a anomalia negativa aplicada na umidade no solo, na região central da AS, três meses antes, modificou a circulação na atmosfera e a precipitação na região central e também em regiões próximas, e favoreceu que o fluxo de calor sensível fosse maior que aquele simulado pelo experimento de controle, no primeiro mês do início da estação chuvosa de 2004/2005. Na região sudeste do Brasil, no experimento ExpCP (ExpCN), foi observado que houve uma redução (aumento) no fluxo de calor sensível da superfície (Figura 4.46(b)).

No fluxo de calor latente, houve um contraste entre os dois experimentos de sensibilidade, na região central e sudeste do Brasil (Figura 4.47). No ExpCP foi observado uma diminuição no fluxo de calor latente na região sudeste e na parte norte da região central do Brasil (Figura 4.47(a)). Nessas mesmas regiões, foram observados um padrão com sinal oposto no ExpAP (Figura 4.47(b)).

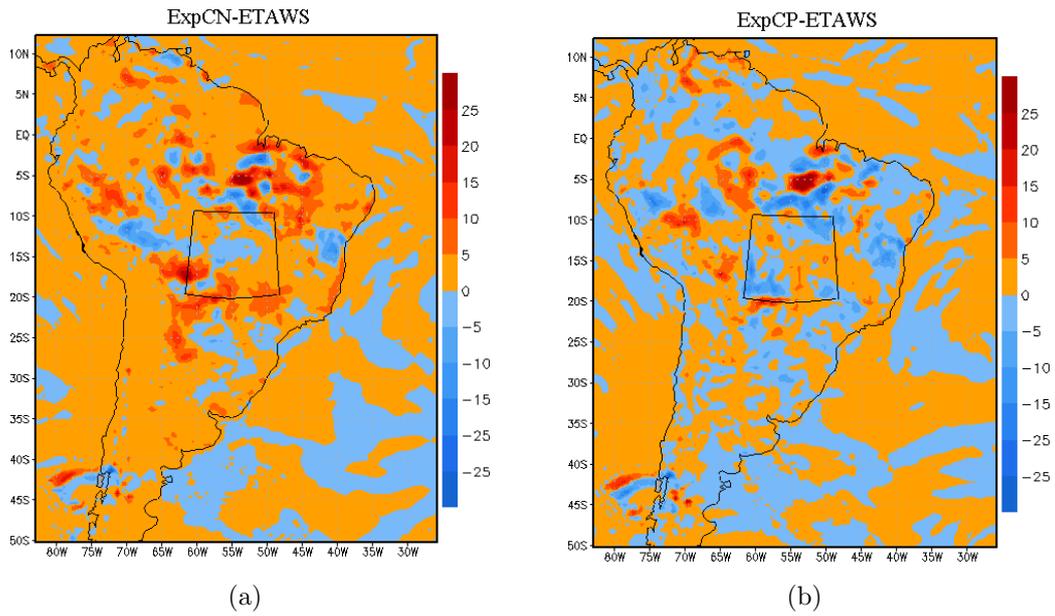


Figura 4.46 - Diferença entre o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

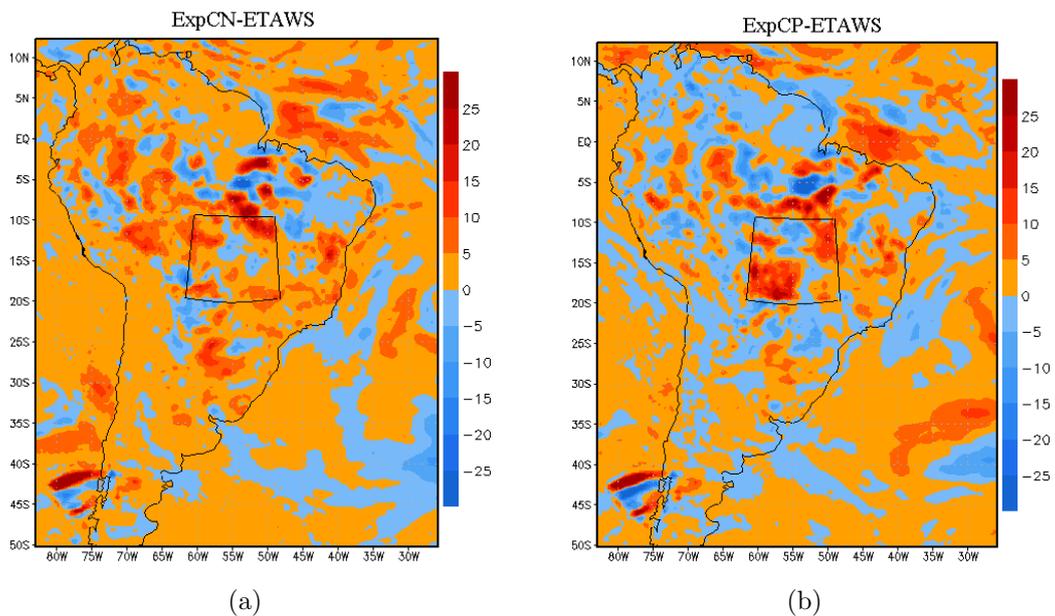


Figura 4.47 - Diferença entre o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

Um aumento no fluxo de calor sensível, no experimento ExpCN, levou a um aumento na temperatura do ar em $2m$, em relação ao experimento de controle, na região sudeste do Brasil e Paraguai **Figura 4.48(a)**. Como consequência desse padrão, foi observado um abaixamento da pressão (figura não mostrada) em duas regiões importante na circulação da monção da AS, a região sudeste do Brasil e a parte da região central do Brasil, Paraguai e norte da Argentina. Por outro lado, a região onde foi aplicada a anomalia na umidade no solo, ainda permaneceu com temperatura abaixo da simulada pelo experimento de controle. No ExpCP, foi observado uma diminuição da temperatura em função da distribuição dos fluxos a superfície.

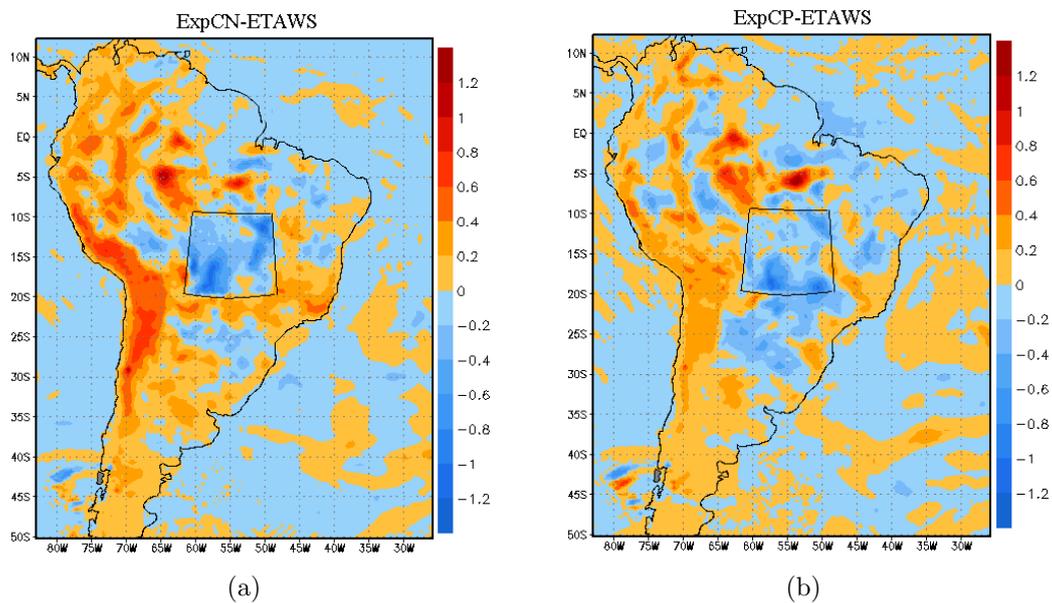


Figura 4.48 - Diferença entre a temperatura em $2m$ (K), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

No experimento ExpCN, foi observada a formação de uma circulação ciclônica, centrada em $25^{\circ}N$ de latitude e $60^{\circ}W$ de longitude (Figura 4.49(a)). Essa circulação ciclônica favoreceu o escoamento da região Amazônica para a região central da AS. Ao mesmo tempo, foi observada uma circulação anticiclônica anômala, centrada em $15^{\circ}N$ de latitude e $50^{\circ}W$ de longitude. Ambas as circulações favoreceram uma confluência no escoamento no núcleo da monção. Por outro lado, a alta pressão no experimento ExpCP favoreceu a uma circulação anticiclônica na região, essa circulação fez com que o escoamento na região central se invertesse, em relação aquele observado no ExpCN, criando um escoamento da região central da AS para região Amazônica (Figura 4.49(b)).

Fazendo uma comparação das anomalias no escoamento, no nível de 850hPa, na região central da AS, entre os experimentos ExpCN e ExpCP, observa-se que em geral, houve uma tendência do vento zonal de oeste (leste) e vento meridional de norte (sul) no experimento ExpCN (ExpCP). Essas condições podem ter favorecido a um maior (menor) transporte de umidade da região Amazônica para região central.

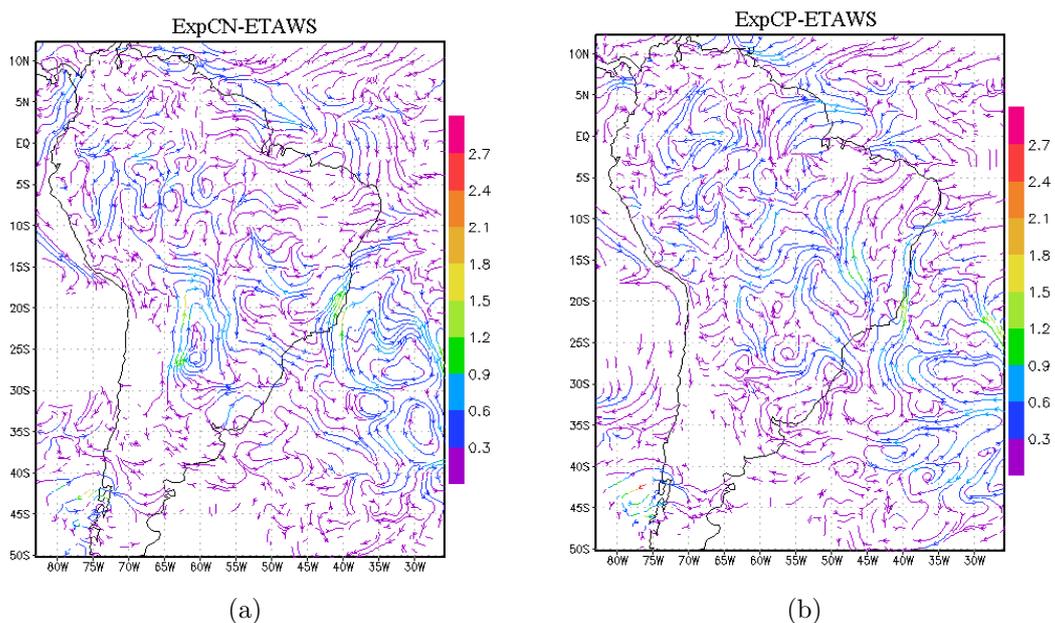


Figura 4.49 - Diferença entre o escoamento ($m s^{-1}$), no nível de 850hPa, médio em 30 dias, simulado pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e o simulado pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

Foi observado no ExpCN, que houve uma diminuição da CAPE e um aumento da CINE, na região central da AS (Figura 4.50(a) e Figura 4.51(a), respectivamente). Essas anomalias foram observadas no experimento ExpCP com sinal oposto, porém mais fraco que no ExpCN.

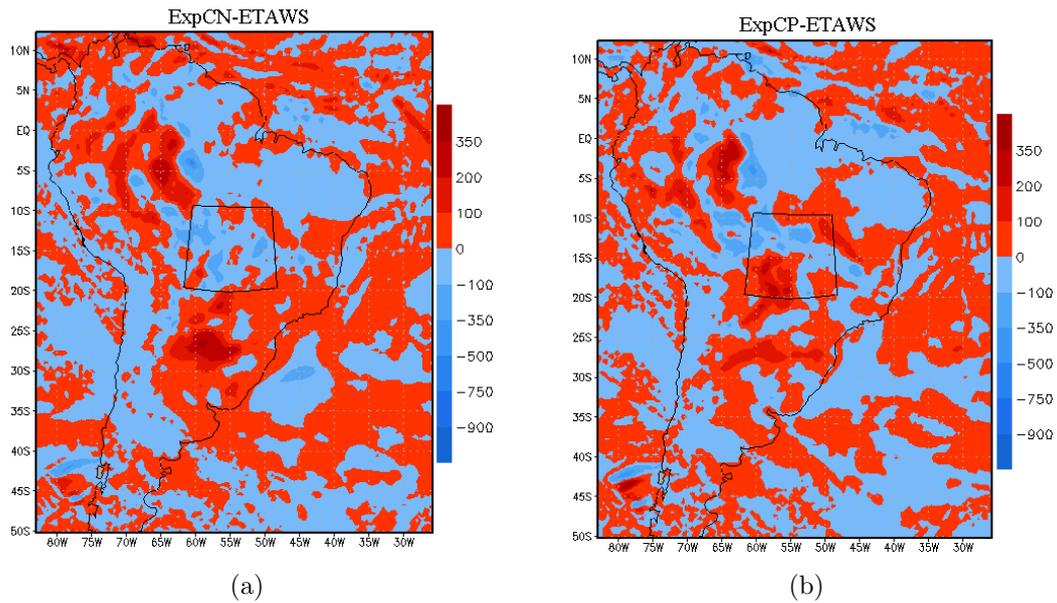


Figura 4.50 - Diferença entre a CAPE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

Essas condições encontradas no escoamento em baixos níveis explica a condição anômala positiva (negativa) na anomalia de precipitação do experimento ExpCN (ExpCP), na região central da AS, no início de sua estação chuvosa de 2004/2005 (Figura 4.52).

Apesar desse estudo ter tido objetivos e metodologia diferentes, pôde-se notar que o mecanismo físico, que explica o feedback entre a umidade no solo e a circulação atmosférica na região monçônica da AS, proposto por Grimm et al. (2007) foi notado no presente estudo. A anomalia na umidade no solo na região central da AS, levou a um aumento na temperatura do ar em superfície e um abaixamento da pressão. Esse padrão favoreceu uma circulação ciclônica em baixos níveis e um maior transporte de umidade da região Amazônica para região central, favorecendo um aumento da precipitação.

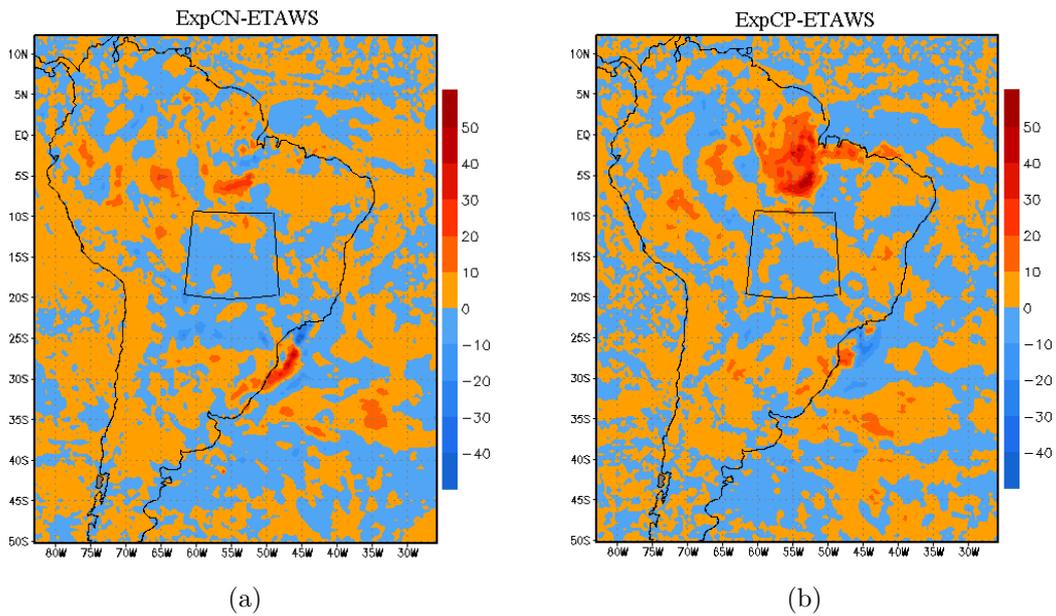


Figura 4.51 - Diferença entre a CINE ($m^2 s^{-2}$), média em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

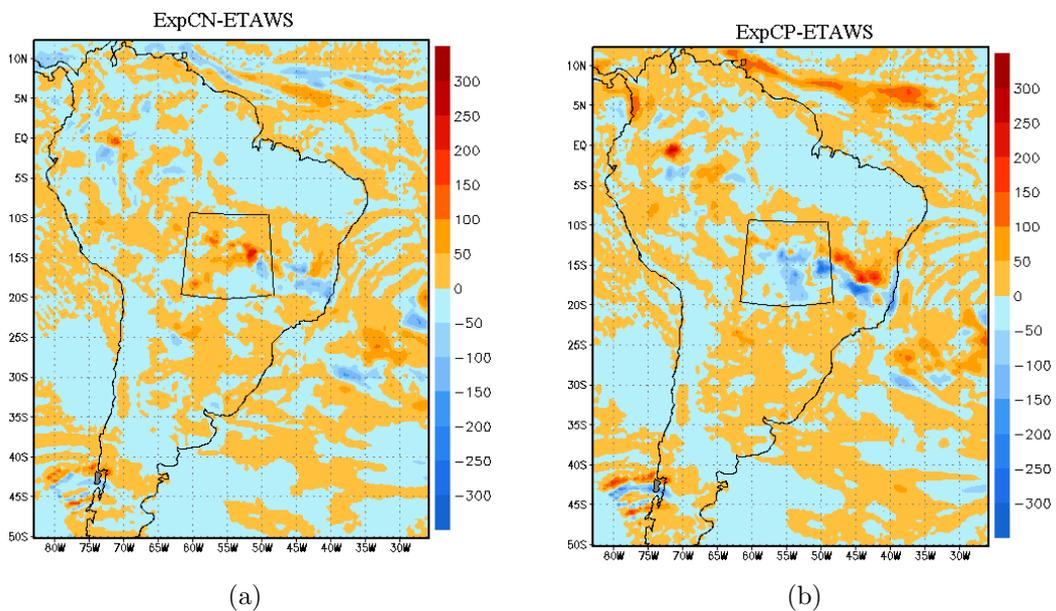


Figura 4.52 - Diferença entre a precipitação (mm), acumulada em 30 dias, simulada pelo experimento de sensibilidade (a) ExpCN e (b) ExpCP e a simulada pelo experimento de controle ETAWS, a partir de 14 de outubro de 2004.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Este estudo teve como objetivo principal avaliar o papel da umidade no solo em duas regiões (a região Amazônica e a região central da AS) que podem afetar a circulação na monção da AS e a data do início da estação chuvosa da região central da AS. Foi estudado como as condições anômalas na umidade no solo nessas duas regiões, desde três meses antes do início da estação chuvosa de 2004/2005, poderiam influenciar na circulação atmosférica e na precipitação na região tropical da AS no período que antecede e um mês após o início dessa estação chuvosa. A estação chuvosa de 2004/2005 foi escolhida porque teve seu início na data climatológica de acordo com o estudo de [Gan et al. \(2004\)](#) - 15 de outubro. Com isso, poderia se conhecer se condições anômalas na umidade no solo, favoreceriam a um atraso ou um adiantamento do início dessa estação chuvosa, e também se esse início seria mais seco ou mais úmido. Para alcançar este objetivo, foram feitos alguns experimentos de sensibilidade à umidade no solo, usando a versão WorkStation do modelo regional Eta (ETAWS).

Primeiramente, foram feitos três experimentos de controle usando duas versões do modelo Eta, a versão ETAWS e a versão do modelo Eta usada operacionalmente pelo grupo de clima do CPTEC (ETAOP). Também foi feito um experimento, com a reanálise do NCEP como CI e CC, com o código da versão ETAWS (ETAIDEAL). Essas simulações foram comparadas entre si e com a precipitação observada. Com isso, seria observado se esses experimentos de controle seriam capazes de simular as características da circulação atmosférica e a precipitação no período que antecede o início da estação chuvosa, assim como, de simular a pênstada do início da estação chuvosa de 2004/2005, usando a mesma metodologia usada em [Gan et al. \(2004\)](#).

Foi observado que, para o período estudado, o experimento de controle ETAOP conseguiu simular melhor o escoamento em baixos níveis e a precipitação que o experimento de controle ETAWS, nos dois primeiros meses de integração (no final do inverno de 2004). No início da primavera, esse experimento apresentou problemas sub-estimando a precipitação observada. Por sua vez, o experimento de controle ETAWS super-estimou a precipitação no início da primavera, principalmente na região das ZCAS, uma das componentes da monção da AS. O experimento ETAIDEAL apresentou, em geral durante todo período de integração, a melhor simulação da precipitação em relação aos experimentos de controle citados anteriormente. Por essa razão, esse experimento foi usado como uma aproximação da realidade na simulação do campo das componentes do escoamento. Isso foi feito para comparar qual dos dois experimentos ETAWS ou ETAOP conseguiu simular melhor o escoamento em baixos níveis e a pênstada do início da estação chuvosa na região central da AS.

Na série temporal da precipitação e vento zonal, em 850hPa, foi observado que o experimento ETAWS simulou a pênstada do início dessa estação chuvosa, atrasando-a em apenas uma pênstada. Por outro lado, o vento zonal mudou de leste para oeste vários meses antes da pênstada de precipitação. O experimento ETAOP, não foi capaz de simular a pênstada de precipitação do início dessa estação chuvosa. Por outro lado, o vento zonal mudou de direção na terceira pênstada de outubro, uma pênstada depois do início da estação chuvosa simulada pelo ETAIDEAL. Portanto, pode-se concluir que as condições de contorno durante os experimentos são fundamentais para uma melhor simulação climática, em escala sazonal.

Os experimentos de sensibilidade às condições anômalas na umidade no solo, nas duas regiões citadas anteriormente, não mostraram um padrão claro que associava a anomalia na umidade no solo a um adiantamento ou atraso na pênstada do início dessa estação chuvosa, na região central da AS. Por outro lado, foi observado que essas anomalias causaram um impacto na circulação atmosférica e na precipitação nos 4 meses de integração, e que realmente afetaram a precipitação na primavera, na monção da AS.

A anomalia induzida na umidade no solo na região Amazônica afetou a circulação e a precipitação na própria região Amazônica e também em outras partes da região tropical da AS, como a região central e sudeste do Brasil. Por outro lado, a anomalia induzida na região central afetou a própria região central e a parte da região sudeste e nordeste do Brasil, especificamente na região das ZCAS. Foi feita a análise dos campos médios em 30 dias para o período em que a anomalia na umidade no solo mais afetou a distribuição espacial da precipitação na região tropical da AS.

No ExpAP foi observado um aumento no fluxo de calor sensível e uma diminuição no fluxo de calor latente na região Amazônica, ambos favorecendo um aumento na temperatura da superfície nessa região. No ExpAN foi observado um aumento no fluxo de calor sensível, porém menor que aquele observado no ExpAP, e um aumento também no fluxo de calor latente. Nesse experimento foi observado uma diminuição da temperatura na superfície, e essa diminuição quase coincidiu com a área onde foi induzida a anomalia na umidade no solo. Quando a temperatura foi plotada para diferentes horas, foi observado que a redução na temperatura da superfície ocorreu principalmente no período da tarde, o que sugere que pode ter havido um problema na ROL nesse horário. Em ambos os experimentos foi observado uma diminuição da temperatura do ponto de orvalho, porém essa diminuição foi mais intensa no ExpAP.

A distribuição dos fluxos em superfície afetou a circulação em baixos níveis e a instabilidade atmosférica na região tropical da AS. Primeiramente, foi observado que o ExpAN

favoreceu com que o escoamento, na região extremo norte da AS, tivesse uma direção do oceano Atlântico para o continente. Por outro lado, foi observado um escoamento na direção oposta no ExpAP. Em ambos os experimento, foram observadas regiões de confluência na região Amazônica. Na região central da AS, foi observado que tinha uma componente de leste (oeste) no ExpAN (ExpAP), desfavorecendo (favorecendo) o transporte de umidade da região Amazônica para região central. Em geral, foi observado uma diminuição da CAPE e um aumento da CINE no ExpAP na região Amazônica. No ExpAN o padrão na energia disponível foi menos claro, mas em geral houve uma diminuição da CAPE e CINE. Na região das ZCAS, foi observado uma diminuição da CINE e aumento da CAPE no ExpAP.

Com isso, foi observado que o experimento de sensibilidade aplicando anomalia negativa (positiva) na umidade no solo, no dia 15 de julho de 2004, na região Amazônica, favoreceu um aumento (diminuição) da precipitação na própria região Amazônica e a uma diminuição (aumento) da precipitação na região da ZCAS.

No experimento aplicando anomalia na umidade no solo na região central foi observado uma diminuição (aumento) no fluxo de calor sensível e um aumento (diminuição) no fluxo de calor latente no ExpCP (ExpCN) na região onde a anomalia na umidade no solo foi induzida. Em ambos os experimentos foram observadas uma diminuição da temperatura em superfície. Entretanto, quando as temperatura foram plotadas para diferentes horários, foi observado que no período da noite, houve um aumento (diminuição) da temperatura do ar na superfície no ExpCN (ExpCP). No período da tarde, foi observado uma redução da temperatura em ambos os experimentos, como observado nos experimento na região Amazônica, o que sugere que pode ter havido um problema na parametrização de ROL nessa período.

A distribuição dos fluxos em superfície favoreceram um vento zonal de oeste (leste), na região central da AS, no ExpCN (ExpCP). Além disso, foi observado no ExpCN um aumento da CAPE e diminuição da CINE também na região central. Todos esses fatores contrinuíram para um aumento (diminuição) da precipitação na própria região central da AS no experimento ExpCN (ExpCP).

Portanto, conclui-se que as anomalias induzidas na umidade no solo na região Amazônica e central pouco afetaram a data do início da estação chuvosa na região central da AS. Por outro lado, essas anomalias afetaram a distribuição dos fluxos a superfície e a precipitação na região tropical da AS. A anomalia positiva (negativa) aplicada a umidade no solo na região Amazônica favoreceu a uma diminuição (aumento) da precipitação na própria região Amazônica e a um aumento (diminuição) da precipitação da região das ZCAS,

acompanhada por um deslocamento da mesma para norte. Por outro lado, a anomalia positiva (negativa) aplicada na região central da AS favoreceu uma diminuição (aumento) da precipitação na região central da AS.

Para trabalhos futuros sugere-se rodar os experimentos de sensibilidade começando em 15 de agosto, alternando o albedo e alterando as condições de umidade no solo na região das ZCAS, isto é, regiões Centrao-Oeste e Sudeste.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASNANI, G. C. **Tropical meteorology**. Pune, India: Nobel Printers, 1993. 619 p. [38](#), [39](#), [40](#)
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. part ii: Single column tests using gate wave, bomex and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693–709, 1986. [57](#)
- BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265–278, 1994. [55](#), [56](#), [57](#), [58](#), [59](#)
- CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (CPTEC/INPE). **Eta Model**. 2006. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/etaweb/index.shtml>>. Acesso em: 15 abr. 2008. [55](#), [58](#)
- CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, doi: 10.1175/1520-0469(1975)032, p. 391–421, 1997. [57](#)
- CHOU, C. S. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o oceano Atlântico equatorial sul**. 134 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.12.54>. Acesso em: 12 de mar. 2009, 1990. [67](#)
- CHOU, S. C. Modelo regional Eta. **Climanálise**, v. 1, n. Edição Especial, 1996. [55](#), [58](#)
- _____. **Eta model newsletter no.1**. Cachoeira Paulista, 1998. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/~eta/NewsLetter/1998_oct/1998_oct.html#SECTION00020000000000000000>. Acesso em: 15 abr. 2008. [55](#)
- CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. **Boletim Climanalise**, v. 19, n. 07, 2004. [67](#)
- _____. _____. **Boletim Climanalise**, v. 19, n. 08, 2004. [67](#)
- CLIMATE PREDICTION CENTER (CPC). **South American precipitation gridded analysis**. 2006. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/SA/sa-analysis.shtml>>. Acesso em: 27 mar. 2008. [17](#), [56](#), [60](#), [75](#)

- COLLINI, E. A.; BERBERY, E. H.; BARROS, V. R.; PYLE, M. E. How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, n. 2, p. 195–213, 2008. [29](#), [30](#), [44](#), [47](#), [48](#), [50](#), [83](#)
- DJURIC, D. **Weather analysis**. New Jersey: Prentice Hall, 1994. 304 p. [64](#)
- D'ODORICO, P.; PORPORATO, A. Preferential states in soil moisture and climate dynamics. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 101, n. 24, p. 8848–8851, 2004. [48](#)
- ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism. part 1: Theory and observations. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 765–776, 1998. [30](#), [44](#), [45](#), [47](#), [48](#), [49](#), [65](#), [83](#)
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475–1488, 1975. [57](#)
- FERNANDEZ, J. P. R. **Comunicação pessoal**. [S.l.], 2008. [56](#)
- FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. A. B. An analysis of the soil moisture-rainfall feedback, based on direct observations from Illinois. **Water Resources Research**, v. 33, n. 4, p. 725–735, 1997. [30](#), [48](#)
- FIORINO, M. **NMC GrADS User-Defined Function #1: Regrid version 2.0beta**. Livermore, CA, 1995. 10 p. [60](#)
- GADGIL, S. The Indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 31. Doi: 10.1146/annurev.earth.31.100901.141251, p. 429–467, 2003. [38](#), [39](#), [41](#)
- GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 221 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.19.11.11>. Acesso em: 12 de mar. 2009, 1992. [67](#)
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004. [29](#), [30](#), [33](#), [34](#), [35](#), [38](#), [40](#), [41](#), [43](#), [48](#), [55](#), [60](#), [61](#), [62](#), [67](#), [68](#), [73](#), [74](#), [75](#), [76](#), [109](#), [111](#), [119](#)
- GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 4, p. 219–223, 2005. [40](#)

- GONCALVES, L. G. G. de; SHUTTLEWORTH, W. J.; CHOU, S. C.; XUE, Y.; HOUSER, P. R.; TOLL, D. L.; MARENGO, J.; RODELL, M. Impact of different initial soil moisture fields on Eta model weather forecasts for South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 111. D17102, doi:10.1029/2005JD006309, 2006. [30](#), [51](#)
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, n. 24, p. 5929–5945, 2007. [29](#), [30](#), [44](#), [46](#), [47](#), [55](#), [116](#)
- GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American monsoon system. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Ed.). **The Global Monsoon System: Research and Forecast**. Geneva: World Meteorological Organization WMO/TD No. 1266 (TMRP Report No. 70), 2005. p. 219–238. [41](#)
- HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. Updated edition: Climate and circulation of the tropics. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1991. 488 p. [38](#)
- HERDIES, D. L.; SILVA, A. da; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107. Doi:10.1029/2001JD000997, n. D20, 2002. [41](#), [62](#), [73](#)
- JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. [57](#)
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, 2002. [29](#), [40](#), [109](#), [111](#)
- KAIN, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004. [57](#)
- KALNAY, E.; KANAMITSUA, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, B.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. [55](#)
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1631–1643, 2002. [55](#)

- KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247–276, 2001. [55](#)
- KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. [40](#)
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217–231, 1988. [29](#), [40](#), [68](#)
- KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, v. 11, n. 4, p. 743–758, 1981. [67](#)
- LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118–133, 1974. [57](#)
- LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O. de. Sistemas frontais que atuaram no Brasil de 1987 a 1995. **Revista Climanalise**, Edição Especial, 1996. [67](#)
- LIMA, M. C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil**. 222 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.23.14.43>. Acesso em: 12 de mar. 2009, 1991. [67](#)
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, 2001. [29](#), [33](#), [40](#), [41](#), [67](#), [68](#)
- MAUDER, M.; JEGEDE, O. O.; OKOGBUE, E. C.; WIMMER, F.; FOKEN, T. Surface energy balance measurements at a tropical site in west Africa during the transition from dry to wet season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 89, n. 3-4, p. 171–183, 2007. [29](#)
- MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The american monsoon systems: An introduction. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU,

N.-C. G. (Ed.). **The Global Monsoon System: Research and Forecast**. Geneva: World Meteorological Organization WMO/TD No. 1266 (TMRP Report No. 70), 2005. p. 197–206. [29](#), [40](#), [41](#), [42](#), [55](#), [70](#)

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysical Physics and Space Physics**, v. 20. Doi: 10.1029/RG020i004p00851, p. 851–875, 1982. [57](#)

MESINGER, F.; JANJIC, Z. I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of alpine lee cyclogenesis and for a case of an appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1493–1518, 1988. [57](#)

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1–10, 2002. [67](#)

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology: The atmosphere and the science of weather**. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986. 502 p. [29](#), [33](#), [38](#)

OLIVEIRA, A. S. de. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia**. 134 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.22.13.12>. Acesso em: 12 de mar. 2009, 1986. [67](#)

PAL, J. S.; ELTAHIR, E. A. B. Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1227–1242, 2001. [30](#), [48](#), [49](#), [83](#), [99](#)

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970. [57](#)

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 97 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.26.14.10>. 12 de mar. 2009, 1994. [67](#)

RAMAGE, C. S. **Monsoon meteorology**. New York: Academic Press, 1971. 295 p. [29](#), [35](#), [36](#), [37](#), [38](#)

- REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 929–948, 1994. 56, 59
- RODRIGUES, L. R. L. **Estudo da gênese dos cavados béricos atuantes no NEB, com enfoque no estado de Alagoas e em seus fenômenos associados.** [S.l.], 2007. 94 p. 67
- SIKKA, D. R.; GADGIL, S. On the maximum cloud zone and the ITCZ over India longitude during the southwest monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 11, p. 1840–1853, 1980. 39
- SINCLAIR, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995. 67
- WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162–2174, 1993. 38
- XUE, Y.; JUANG, H.-M. H.; LI, W.-P.; PRINCE, S.; DEFRIES, R.; JIAO, Y.; VASIC, R. Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and west Africa. **Journal of Geophysical Research**, v. 109. D03105, doi:10.1029/2003JD003556, 2004. 29, 30, 50, 51, 52, 62
- XUE, Y.; SALES, F. D.; LI, W.-P.; MECHOSO, C. R.; NOBRE, C.; JUANG, H.-M. H. Role of land surface processes in South American monsoon development. **Journal of Climate**, v. 19, n. 5, p. 741–762, 2006. 29, 30, 50, 51, 53, 61, 62
- YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais.** 56 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.19.17.13>. Acesso em: 12 de mar. 2009, 1975. 67
- ZHENG, X.; ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism. part 2: Numerical experiments. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 777–785, 1998. 29, 30, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 63, 83
- ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998. 29, 33, 36, 37, 41

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.