



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15206-TDI/1306

**SIMULAÇÕES DE CLIMA PARA O HOLOCENO MÉDIO
USANDO O MCGA DO CPTEC, COM ÊNFASE SOBRE A
AMÉRICA DO SUL**

Maria Luciene Dias de Melo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 10 de dezembro de 2007.

O original deste documento está disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>>

INPE
São José dos Campos
2007

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. Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

Dra. 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 Anselmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

Vinicius da Silva Vitor - Serviço de Informação e Documentação (SID) - bolsista

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 e Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15206-TDI/1306

**SIMULAÇÕES DE CLIMA PARA O HOLOCENO MÉDIO
USANDO O MCGA DO CPTEC, COM ÊNFASE SOBRE A
AMÉRICA DO SUL**

Maria Luciene Dias de Melo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 10 de dezembro de 2007.

O original deste documento está disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>>

INPE
São José dos Campos
2007

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

M491s Melo, Maria Luciene Dias.

Simulações de clima para o holoceno médio usando o MCGA do CPTEC, com ênfase sobre a América do Sul/ Maria Luciene Dias de Melo. – São José dos Campos: INPE, 2007.

201p. ; (INPE-15206-TDI/1306)

1. Mudanças climáticas. 2. Paleoclima. 3. Holoceno médio. 4. MCGA do CPTEC. 5. Parâmetros orbitais. I. Título.

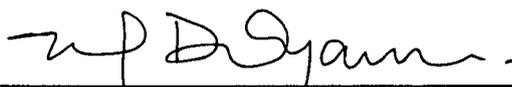
CDU 551.5(8)

Copyright © 2007 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 © 2007 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 Doutor(a) em
Meteorologia**

Dr. Marcos Daisuke Oyama



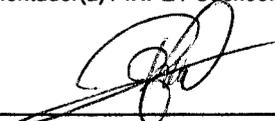
Presidente / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



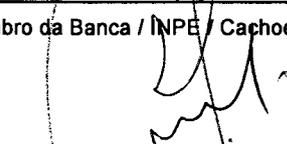
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



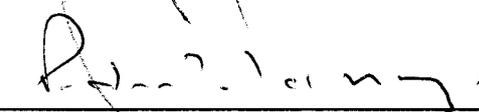
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda



Convidado(a) / USP / Piracicaba - SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Aluno (a): Maria Luciene Dias de Melo

São José dos Campos, 10 de Dezembro de 2007

*Minha vida é andar por esse país, pra ver se um dia descanso feliz, guardando as recordações das terras onde passei, andando pelos sertões, os amigos que lá deixei...
Longe de casa, sigo o roteiro, mais uma estação... E a saudade no coração... (Luiz Gonzaga).*

Dedico a meus pais Damião Tito e Lúcia Dalva e a minha irmã Luanninha Melo.

AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo!

Pai, mãe, Luanna e Cristiano Villela que me incentivaram e me escutaram diariamente ajudando a seguir dia após dia;

Dr. José Antonio Marengo pela motivação inicial, orientação, incentivo, discussões e comentários interessantes, críticas e confiança que foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho;

Capes pelo auxílio financeiro de quatro anos de bolsa de doutorado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) pela utilização de equipamentos e instalações;

Paulo Kubota por repassar os códigos e informações dos modelos numéricos utilizados nesta tese, além da amizade, discussões e ajuda fundamental para o desenrolar deste trabalho;

Luiz Fernando Salazar pelo auxílio com as simulações do Modelo de Vegetação Potencial do CPTEC;

A turma de doutorado, TURMA 10: Adma Raia, André Nunes, Gilvan Sampaio, Luz Adriana, Marco Aurélio, Marcos Mendonça, Paula Souza, Roberto Rozante, Wagner Soares pela amizade, união e descontraídas discussões científicas;

Dr. Enio Pereira de Souza, Dr. Pedro Leite da Silva Dias, e Dr. Bruno Turcq pelos comentários pertinentes, cujas sugestões melhoraram a qualidade deste trabalho;

Aos amigos e companheiros Cristiano Villela, Paula Souza, Micheline Coelho, Jaidete Monteiro, Lucho Salazar, Diana Raigoza, Adma Raia, Renata Mendonça, Josefina, a turma 10 (turma 2003) e a todo mundo que me ajudou, me compreendeu, não me abandonou e continua do meu lado.

RESUMO

Este trabalho tem o objetivo de analisar o clima do Holoceno Médio (HM) para a América do Sul (AS), a partir da sinergia entre a forçante dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂, utilizando o modelo de circulação geral atmosférica (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com resolução T062 e 28 níveis na vertical (T062L28). Realizaram-se simulações climáticas a partir da modificação dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂, para valores típicos do HM, utilizando dois conjuntos de temperatura da superfície do mar (TSM) [climatológica do AMIP (HMS1) e gerada pela componente oceânica do MCG ocean-atmosfera acoplado do Institut Pierre Simon Laplace-IPSL (HMS2)]. Os resultados foram comparados com as simulações de outros modelos e indícios paleoclimáticos, para compreender como o MCGA do CPTEC responde às mudanças climáticas e avaliar as diferenças do clima da AS no presente e no HM. Os resultados sugerem clima mais úmido sobre o nordeste da AS, devido ao aumento do fluxo de umidade proveniente do oceano Atlântico trazido pela alta subtropical do Atlântico Sul, que no HM encontrava-se mais próxima do continente e ligeiramente mais intensa. Desintensificação dos ventos alísios no HM acarretou num deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e reduziu o fluxo de umidade do Atlântico tropical para a região Amazônica, deixando-a mais seca no HM. Essa redução da precipitação tem um impacto significativo no transporte da umidade da bacia Amazônica à Bacia do Prata, e conseqüentemente sobre a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), levando a uma redução da precipitação na posição atual da ZCAS, e esta foi simulada ligeiramente mais fraca durante o HMS1 e sua existência não foi evidenciada no experimento com as TSM do IPSL (HMS2). Na temperatura, verificou-se sinal de resfriamento durante todo ano no HM, sobre a AS, exceto no oeste da região Amazônica, que sugere um sinal de ligeiro aquecimento.

Verificou-se intensificação do fluxo de umidade em 850 hPa, sobre continente, durante o HM, conseqüência da intensificação e proximidade do continente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este padrão durante o verão no HM é similar ao observado no outono e inverno no clima presente. Também verificou-se a intensificação do escoamento a leste dos Andes ao sul de 20°S, que sugere uma possível influência na intensidade da circulação do jato de baixos níveis nos regimes climáticos do centro oeste, sul e sudeste do Brasil.

CLIMATE SIMULATIONS OF THE MID-HOLOCENE AS PRODUCED BY THE CPTEC ATMOSPHERIC GENERAL CIRCULATION MODEL IN THE SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Climate variations and change are analyzed during the Mid-Holocene (MH) for South America (SA), using the atmospheric general circulation model (AGCM) from the Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC) with a T062L28 resolution. Simulations were made by modifying the orbital parameters and CO₂ concentration, using typical MH values used by other studies on MH simulations, and with sea surface temperature (SST) data from two different groups [AMIP climatologic (HMS1) and that generated by the ocean component of the coupled ocean-atmosphere from the Institute Pierre Simon Laplace-IPSL (HMS2)]. The results were compared with simulations made by previous MH climate simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) I and II and paleoclimate indicators, to understand how much the CPTEC AGCM is able to simulate changes in the SA climate during the MH. A wetter behavior was detected over Northeastern SA during almost all year long, excepting from autumn where a northward displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is verified, associated with a weakening of the northeast trade winds and the moisture flow from Tropical Atlantic into the Amazon region. The Amazon region was found drier except in autumn and spring in the MH. The reduction of the precipitation has an important impact in the moisture transport from the Amazon basin to Parana-Plata basin, and consequently over the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation, leading to a reduction of the precipitation in the SACZ current position. The SCAZ is slightly weaker during HMS1 and its existence was not detected in the experiment with IPSL TSM (HMS2). In the temperature, a signal of cooling during all over the year in the MH was verified, over SA, except in the west of the Amazon region that suggests evidences for a weak warming.

Moisture flow intensification in the 850 hPa level was verified over the continent east of the Andes and South of 20° S during the MH, as consequence of the intensification and proximity of the South Atlantic Subtropical High (SASH) to the continent. These patterns, during summer in the MH, are similar to those observed in autumn and winter in the current climate. Weakening of the moisture flow from the tropical Atlantic north of 20°S to the East of the Andes was also verified.

SUMÁRIO

	Pág.
<u>LISTA DE FIGURAS</u>	
<u>LISTA DE TABELAS</u>	
<u>LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS</u>	
1 INTRODUÇÃO	27
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
3 MATERIAL E METODOLOGIA	53
3.1. Dados utilizados	53
3.2. Descrição dos modelos.....	55
3.2.1. Modelo de Circulação Geral Atmosférica do CPTEC.....	55
3.2.2. Modelo de Circulação Geral Oceano-Atmosfera Acoplado (MCGOA) do IPSL	56
3.2.3. O Modelo de Vegetação Potencial (MVPot) - CPTEC PVM	57
3.3. Análise do comportamento das condições de contorno (TSM) utilizadas nas simulações para o HM.....	59
3.4. Análise do comportamento do MCGA do CPTEC T062L28 para o Holoceno Médio	60
3.5. Análise dos Efeitos das Condições de Contorno sobre a variabilidade do fenômeno ENOS	61
3.6. Análise do comportamento do CPTEC PVM para o HM	63
3.7. Significância estatística	64
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	67
4.1. Climatologia de precipitação do MCGA do CPTEC	67
4.2. Análise da Radiação de Onda Curta (ROC) no topo da atmosfera	69
4.3. Análise da precipitação, radiação de onda longa emergente (ROLE) e temperatura a partir das TSM Climatológicas.....	71
4.4. Análise da circulação de baixos e altos níveis, fluxo de umidade e pressão ao nível médio do mar a partir das TSM Climatológicas	79
4.5. Análise da circulação de Hadley e Walker a partir das TSM climatológica do AMIP.....	92
4.6. Análise das diferenças entre as condições de contorno: TSM Climatológica (AMIP) e do IPSL.....	97
4.7. Análise da precipitação e temperatura a partir das TSM do modelo acoplado do IPSL. Comparação entre o HMS1 e HMS2.....	102
4.8. Análise da circulação de baixos e altos níveis, fluxo de umidade e pressão ao nível médio do mar a partir das TSM geradas pelo modelo do IPSL.....	109
4.9. Análise da circulação de Hadley e Walker a partir das TSM do modelo do IPSL.....	117
4.10. Análise do ciclo anual para as regiões Amazônica, Nordeste, Centro-oeste e Sudeste do Brasil.....	121
4.11. Análise da variabilidade interanual e interdecadal do El Niño Oscilação Sul	127
4.12. Simulação da vegetação para o período do Holoceno Médio a partir do clima HMS1 e HMS2	131

4.13. Teste de significância estatística (t-Student)	136
5 CONCLUSÕES.....	143
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	149
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	151
ANEXO A – Artigo aceito no periódico The Holocene	163

LISTA DE FIGURAS

2.1 – Oscilações de Milankovitch, a inclinação do eixo da Terra, a excentricidade da órbita e o período do ano da mínima distância Terra-Sol. Fonte: http://www.sciencemag.org/feature/data/vis2003/TasaDemo.html	33
2.2 – (esquerda) Esquema da conção orbital da Terra nos dias de hoje (0k) e no HM (6k). (direita) Ciclo sazonal da radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera ($W.m^2$) para 6k e 0k, nos trópicos ($0^\circ - 30^\circ$) do HN e HS. Fonte: Liu, <i>et al.</i> , (2004, p. 159).	34
2.3 – Variação média da temperatura do ar à superfície, de 19 modelos do PMIP, entre o período do HM e CP, para (a) DJF e (b) JJA. E o desvio padrão entre modelos (c) DJF e (d) JJA. As unidades são $^\circ C$. A grade dos modelos é $5^\circ \times 5^\circ$ e as linhas tracejadas indicam resfriamento. Fonte: Valdes, (2000, p. 359).	47
3.1 – Média global da umidade do solo (esquerda) a superfície e (direita) na zona da raiz para 40 anos de integração do MCGA do CPTEC	53
3.2 – Localização das áreas de atuação do fenômeno El Niño no Pacífico Tropical	61
4.1 – Diferença da radiação de onda curta ($w.m^{-2}$) que chega ao topo da atmosfera, entre o período do Holoceno Médio (6k) e os dias de hoje (CP).	68
4.2 – (lado esquerdo) Precipitação média sazonal (mm/mês) e (lado direito) Diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	71
4.3 – (lado esquerdo) Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal no período do HM e (lado direito) diferença entre a ROLE média sazonal, entre o período do HM e os dias de hoje (HMS1-CP). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	73
4.4 – (lado esquerdo) Temperatura média sazonal ($^\circ C$) no período do HM e (lado direito) Diferença da temperatura média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	75
4.5 – (lado esquerdo) Vento médio sazonal ($m.s^{-1}$) no período do HM e (lado direito) diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (HMS1-CP). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	77
4.6 – Vento médio sazonal em 200 hPa ($m.s^{-1}$), (lado esquerdo) na simulação do CP e (lado direito) no período do HM. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	82
4.7 – Diferença do vento médio sazonal em 200 hPa ($m.s^{-1}$), entre HMS1 e CP. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	84
4.8 – (lado esquerdo) Fluxo de Umidade integrado da superfície até 300hPa ($Kg.m^{-2}.s^{-1}$), média sazonal no período do HM (lado direito) e diferença do fluxo de umidade médio sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (HMS1-CP). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	86
4.9 – (lado esquerdo) Pressão ao nível médio do mar (hPa) média sazonal no período do HM (lado direito) e diferença da PNMM média sazonal, entre HMS1 e CP. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	88
4.10 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times Pa \ s^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical na seção transversal zonal $70^\circ S$ a $70^\circ N$ (média entre $180^\circ W$ a $180^\circ E$), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o HM (esquerda) e diferença entre o HM e o CP (direita).	91

4.11 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal meridional 180°W a 180°E (média de 20°S a 5°N), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o período do HM (esquerda) e a diferença entre os períodos (direita).....	94
4.12 – Ciclo médio anual zonal da temperatura da superfície do mar: (a) média global da TSM do AMIP (preto) e TSM do IPSL (vermelho) e (b) média para o Hemisfério Sul da TSM do AMIP (preto) e do IPSL (vermelho).	96
4.13 – Diferença da temperatura média do mar gerada pelo modelo do IPSL e as TSM do AMIP.	98
4.14 – (lado esquerdo) Precipitação média sazonal (mm/mês) no período do HM a partir das TSM do modelo do IPSL e (lado direito) Diferença da precipitação média sazonal, entre os experimentos do HMS1 e HMS2. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	100
4.15 – (lado esquerdo) Radiação de onda longa emergente (w.m^{-2}), média sazonal para o experimento HMS2 e (lado direito) diferença entre a ROLE média sazonal, entre HMS2 e HMS1. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	103
4.16 – (lado esquerdo) Temperatura média sazonal ($^\circ\text{C}$) no período do HM a partir das TSM do modelo do IPSL e (lado direito) Diferença da temperatura média sazonal, entre os experimentos do HM e HMS2. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	105
4.17 – (lado esquerdo) Vento médio sazonal (m.s^{-1}) no período do HMS2 e (lado direito) diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre os experimentos (HMS2-HMS1). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	107
4.18 – (lado esquerdo) Vento médio sazonal em altos níveis (m.s^{-1}), no HMS2 e (lado direito) diferença vento médio sazonal em 200 hPa, entre os experimentos (HMS2-HMS1). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	110
4.19 – (lado esquerdo) Fluxo de Umidade integrado da superfície até 300hPa ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), média sazonal no experimento HMS2, a partir das TSM do IPSL e (lado direito) diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre os experimentos (HMS2-HMS1). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.....	112
4.20 – (lado esquerdo) Pressão ao nível médio do mar média (hPa) sazonal no experimento HMS2 (lado direito) e diferença da PNMM média sazonal, entre HMS2 e HMS1. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	114
4.21 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal zonal 70°S a 70°N (média entre 180°W a 180°E), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON): (esquerda) HMS2 (esquerda) e (direita) a diferença entre os períodos.	116
4.22 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal meridional 180°W a 180°E (média de 20°S a 5°N), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o experimento HMS2 (esquerda) e a diferença entre HMS2 e HMS1 (direita).	118
4.23 – Média zonal da (a) precipitação (mm), (b) temperatura ($^\circ\text{C}$), (c) PNMM (hPa), (d) vento zonal (m.s^{-1}) e (e) meridional em 850 hPa (m.s^{-1}) e escoamento (f) zonal (m.s^{-1}) e (g) meridional em 200 hPa (m.s^{-1}), para os experimentos CP (preto) e HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), na América do Sul.	120
4.24 – Média zonal da precipitação (mm) dos experimentos CP (preto), HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), nas regiões: a) Amazônica; b) Nordeste do Brasil; c) Centro-oeste e d) Sudeste.	123

4.25 – Média zonal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) dos experimentos CP (preto), HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), nas regiões: a) Amazônica; b) Nordeste do Brasil; c) Centro-oeste e d) Sudeste.	125
4.26 – Anomalias da TSM observada para o período de 1950 a 1999, para a região do Nino 3.4. (Fonte: NOAA).....	126
4.27 – Anomalias da TSM para a região do Nino 3.4 a partir das TSM do modelo do IPSL.....	128
4.28 – Periodograma da série de anomalia da TSM observada de 1950 a 1999 para a região do Nino 3.4 (Fonte: NOAA).....	129
4.29 – Periodograma da série de anomalia da TSM para a região do Nino 3.4 a partir das TSM do modelo do IPSL.....	130
4.30 – (a) Biomas Naturais (não inclui mudanças no solo) e (b) Biomas Potencias Naturais (saída do MVPot, biomas em equilíbrio com o clima de 1961-1990)...	131
4.31 – Climatologia média anual da precipitação e temperatura para o HMS1 (a e c) e HMS2 (b e d).	132
4.32 - Biomas Potenciais Naturais (a) equilíbrio com o clima do HMS1 e (b) equilíbrio com o clima do HMS2.....	133
4.33 – Mudança da vegetação potencial, diferença entre os experimentos HMS2-CP.	136
4.34– Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de precipitação, entre os experimentos CP e HMS1, para DJF, MAM, JJA, SON.....	137
4.35– Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de temperatura, entre os experimentos CP e HMS1, para DJF, MAM, JJA, SON.....	138
4.36– Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de pressão ao nível médio do mar, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.....	140
4.37– Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias do vento em 850 hPa, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.....	141
4.37– Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias do vento em 200 hPa, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.....	142
5.1 – Resumo das principais mudanças da circulação média em altos e baixos níveis da atmosfera, sobre a América do Sul no verão para as simulações CP, HMS1 e HMS2. Altos níveis: (a) seta vermelha tracejada – Jato Subtropical; (b) seta azul tracejada – Jato Polar; AB – Alta da Bolívia; e VC – Vórtice Ciclônico. Baixos Níveis: (a) seta vermelha tracejada – LLJ; (b) seta vermelha contínua – ventos alísios; (c) ZZZZ – ZCAS; (d) ZZZZ - ZCIT.....	145

LISTA DE TABELAS

2.1 – Informações sobre paleoclima e paleovegetação durante o HM	42
3.1 – Resumo dos experimentos realizados.....	55
3.2 – Parâmetros orbitais para o Clima Presente e o HM (6.000 anos atrás)	55
3.3 – Condições de contorno utilizadas no modelo oceânico para HM	57
3.4 – Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentados em Dorman e Sellers, segue Francis (1994). Os nomes usados neste trabalho seguem, quando possível, Dorman e Sellers.	59
4.1 – Informações sobre paleoclima e paleovegetação durante o HM	135
Fonte: Adaptada de Anhuf <i>et al.</i> , 2006.....	135
5.1 – Resumo dos resultados das simulações HMS1 e HMS2 comparados aos estudos paleoclimáticos	144
5.2 – Resumo do panorama regional da vegetação nos experimentos HMS1 e HMS2 comparado aos estudos de paleovegetação.....	146

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMIP	- Atmospheric Model Intercomparison Project
CERFACS	- Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique
CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
ENOS	- El Niño/Oscilação Sul
HM	- Holoceno Médio
IOS	- Índice de Oscilação Sul
IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	- Institut Pierre et Simon Laplace
LMD	- Laboratoire de Météorologie Dynamique
LMG	- Last Maximum Glacial
LODYC	- Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie
MCGOA	- Modelo de Circulação Geral Oceano-Atmosfera Acoplado
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférica
NCAR/ NCEP	National Center for Atmospheric Research/National Centers for Environmental Prediction
PMIP	- Paleoclimate Modelling Intercomparison Project
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical
MOS	- Matéria Orgânica do Solo

1 INTRODUÇÃO

A questão das mudanças climáticas globais é cada vez mais relevante em um contexto de uma população de mais de seis bilhões de pessoas, cujas atividades vêm alterando características da superfície, como a cobertura vegetal, e também a concentração de gases e partículas que interagem fortemente com a radiação de onda curta e de onda longa na atmosfera, que intensificam o efeito estufa. Nos últimos dois séculos, as concentrações de gases de efeito estufa, dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) vêm aumentando na atmosfera, o que pode provocar mudanças permanentes e irreversíveis no clima. Alguns dos principais efeitos adversos causados e já percebidos nos dias atuais devido às mudanças climáticas são: aumento no nível do mar, alteração no suprimento de água doce, tempestades de chuvas fortes e mais frequentes, forte e rápido ressecamento do solo devido a períodos secos mais intensos (Marengo, 2007; IPCC, 2007). Nesse sentido, torna-se necessário o entendimento e a quantificação das mudanças climáticas devido às causas naturais e antropogênicas. Por outro lado, para poder entender melhor como poderia ser o clima no futuro faz-se necessário um conhecimento do clima do passado, ou seja, conhecer melhor o histórico do clima. Há duas possibilidades de verificar a variação climática de longo prazo:

A primeira forma se dá a partir de registros paleoclimáticos (chamados também de indicadores paleoclimáticos), que fornecem uma visão “observacional” de muito longo prazo do clima e suas variações e mudanças. Esses indicadores são úteis para detectar mudanças em regimes climáticos do passado, bem como o funcionamento daquele sistema climático, uma vez que possuem um espectro de variação muito maior em termos de duração, em comparação ao registro instrumental (claro, considerando as incertezas nestas reconstruções do clima). Além disso, contribuem para entender como, em longo prazo, a mudança do clima em tempos recentes poderia se relacionar com mudanças do clima no passado. Os registros paleoclimáticos também permitem examinar como o sistema climático respondeu a mudanças climáticas naturais (Jansen e Weaver, 2006), e como os modelos simulam a resposta do sistema climático a uma

forçante interna ou externa, ou seja, permitem, de certa forma, “validar” as reconstruções de climas passados através de modelos.

A segunda forma se dá através do uso de Modelos Climáticos, sejam atmosféricos ou oceano-atmosfera acoplados. Como a informação paleoclimática é esparsa e para períodos específicos, outra forma de se preencher a lacuna entre a escala local e global, e avaliar os mecanismos associados (forçantes naturais ou antropogências) às mudanças climáticas é através de modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA). Esses modelos são úteis no exame da relação entre as diversas forçantes e as respectivas respostas do sistema climático. No entanto, para projetar cenários do clima futuro com certo grau de confiabilidade, a partir de modelos de circulação geral, torna-se necessário analisar o quão sensíveis são os modelos a grandes variações climáticas, como por exemplo: variação dos parâmetros orbitais e concentração dos gases de efeito estufa devido à atividade geológica intensa (e.g. atividade vulcânica).

O clima do Holoceno Médio (período de 6.000 anos atrás, caracterizado por extremos dos parâmetros orbitais que levam a mudança climática natural, referido no decorrer do texto como HM) representa um bom teste para avaliar o desempenho dos modelos climáticos. Isso, principalmente, por ser um período marcado por uma mudança climática natural, para o qual se conhece a forçante, que é a mudança dos parâmetros orbitais e, portanto de radiação solar incidente na superfície do planeta, e, devido à existência de dados paleoclimáticos referentes a esse período, que podem validar o modelo. Além disso, existe a possibilidade de se comparar os resultados dessa integração com simulações-padrão realizadas pelo Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) I (Joussaume e Taylor, 1995) e II (Braconnot *et al.*, 2003; Harrison *et al.*, 2002). Os modelos climáticos, quando submetidos às mesmas condições, produzem respostas similares. No entanto, a magnitude de cada padrão varia de acordo com a complexidade de cada modelo (Joussaume *et al.*, 1999).

O PMIP é um projeto de intercomparação de modelagem paleoclimática, cujo objetivo é avaliar modelos de circulação geral atmosférica sob condições paleoclimáticas idênticas, para identificar e entender as diferenças e respostas comuns dos modelos, e comparar os resultados das simulações com dados paleoclimáticos, a fim de melhorar a compreensão das mudanças no clima do passado. O PMIP inicialmente focalizou o HM e o Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum – LGM – 21.000 anos atrás),

devido às condições diferentes marcantes nos dois períodos e à quantidade, disponibilidade relativamente grande, de indicadores paleoclimáticos existentes para ambos períodos geológicos (Joussaume e Taylor, 1995). Um total de 19 grupos climáticos mundiais (Austrália, França, Canadá, Reino Unido, Alemanha, Japão, Coreia e Estados Unidos) tem participado dos experimentos de modelagem do PMIP para o Holoceno Médio, realizando simulações com MCGAs sob as mesmas condições de contorno. Em todos os modelos, foram mudados os parâmetros orbitais e reduzida a concentração de dióxido de carbono (CO₂) para 280 ppm; para as condições de superfície e as temperaturas da superfície do mar (TSM) foram consideradas os valores do presente, devido à falta de dados para aquela época, e também por considerarem as TSMs do Holoceno Médio similares às do presente, ou seja, uma atmosfera pré-industrial (Valdes, 2000; Zhao *et al.* 2005).

Diferentes características dos experimentos, para o HM e o LMG foram captadas por todos os modelos, incluindo o resfriamento global no LMG e a expansão da monção de verão do Hemisfério Norte, no HM. No entanto, as diferenças na magnitude das respostas dos modelos são grandes, quando comparadas a dados paleoclimáticos. Essas simulações testavam apenas a sensibilidade dos modelos a mudanças na insolação, negligenciando mudanças na circulação oceânica e a realimentação da cobertura vegetal. Constatou-se que somente a resposta atmosférica à forçante orbital não era suficiente para explicar mudanças no ciclo hidrológico e na vegetação (Braconnot *et al.*, 2002). A partir daí, concluiu-se a importância de incluir os “feedbacks” do oceano e da vegetação nas simulações, e decidiu-se implementar a fase II do PMIP (Braconnot *et al.*, 2003; Harrison *et al.*, 2002), que tem como foco principal simulações com modelos de circulação geral oceano-atmosfera (MCGAOA) e oceano-atmosfera-vegetação acoplados. As simulações acopladas contemplam questões como o papel da circulação termohalina e como os “feedbacks” oceânicos e da vegetação modulam as mudanças climáticas (Braconnot *et al.*, 2003; Zhao *et al.*, 2005). Com isso, comprovou-se a necessidade de avançar na compreensão de como os modelos respondem a grandes mudanças, quer sejam natural ou antropogênica e também na inclusão das diferentes interações entre as componentes do sistema climático, mais além do que um modelo climático poderia representar.

Um estudo do comportamento e da capacidade do modelo em simular as características de grande escala do HM viabilizará o entendimento dos possíveis mecanismos responsáveis pela mudança do clima no passado, o que auxiliará na compreensão das possíveis mudanças no clima do futuro. Modelos podem simular realisticamente os impactos das variações dos parâmetros orbitais na simulação do clima do HM. Porém, podem também subestimar a magnitude da resposta climática quando a circulação oceânica é desprezada, ou da resposta hidrológica, quando mudanças na vegetação não são consideradas. Atualmente, usando o estado da arte em modelos acoplados oceano-vegetação-atmosfera para a elaboração de cenários do clima futuro, como aqueles apresentados no Quarto Relatório Científico do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC AR4, IPCC 2007), muitos aspectos do clima e mudança climática para períodos do passado como o LGM, as épocas interglaciais, o Holoceno médio (HM) e tardio (Late Holoceno - período entre 6.000 e 3.000 anos atrás) podem ser simulados com um bom grau de confiabilidade. As evidências mostram que variações ou alterações significativas da forçante climática durante o Holoceno (período desde 11.500 anos atrás) induziram mudanças significativas no clima em relação à temperatura, chuva, nível do médio do mar, intensidade dos sistemas de monções e no El Niño. Indicadores climáticos com alta resolução sugerem que no Holoceno, o El Niño e talvez outros modos de variabilidade interanual foram impactados e ajustados pelas mudanças climáticas de grande escala, geradas pela variação nos parâmetros orbitais.

Os modelos de circulação geral representam uma forma de poder testar hipóteses, como a teoria de Milankovich, que sugere que as glaciações iniciaram-se devido a mudanças nos ciclos orbitais, que causaram uma redução da radiação solar durante o verão do Hemisfério Norte (Khodri *et al.*, 2001).

Os modelos também permitem estabelecer uma associação entre causa e efeito no clima do passado, assim como ajudam a preencher o vácuo entre a escala regional e global do paleoclima, já que os indicadores paleoclimáticos são muito esparsos no tempo e no espaço. Por exemplo, os registros de gelo de Vostok (Petit *et al.*, 1999) mostram uma forte correlação entre a temperatura do ar na Antártica e a concentração global de CO₂ e metano. No entanto, a conexão entre estas variáveis pode ser entendida usando modelos de circulação geral. Um entendimento quantitativo destes mecanismos é a melhor forma

de aprender sobre clima do passado ou do futuro, já que não existem análogos diretos do futuro no passado.

1.1.Objetivo Geral

Com base no exposto, o objetivo geral deste trabalho é analisar, a partir do modelo de circulação geral atmosférica do CPTEC com resolução de 200 km, as variações climáticas durante o Holoceno Médio (sinergia da forçante orbital e concentração de CO₂), com enfoque sobre a América do Sul; e a partir do clima do HM, gerado pelo modelo verificar as mudanças da vegetação para esse período, simuladas pelo modelo de vegetação potencial do CPTEC. É a primeira vez que o MCGA do CPTEC é utilizado para simulações paleoclimáticas.

1.2.Objetivos Específicos

- Verificar como o modelo do CPTEC responde a variação dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂, a fim de avaliar as diferenças entre o clima presente e do Holoceno Médio na América do Sul, devido à sinergia das forçantes;
- Comparar as simulações para o HM com as do PMIP para se observar como diferentes modelos captam as mudanças climáticas devido às variações no ciclo sazonal da insolação;
- Realizar um teste de sensibilidade utilizando condições de contorno diferentes, temperatura da superfície do mar climatológica e TSM geradas a partir da componente oceânica de um modelo oceano-atmosfera acoplado do Institut et Pierre Simon Laplace (IPSL), para testar a sensibilidade do modelo às condições de contorno comparado aa sinergia da forçante orbital e concentração de CO₂, a fim de verificar se existem diferenças significantes entre as simulações e comparar com os resultados do PMIP I e II;
- Analisar as variações climáticas no Holoceno Médio, para a região amazônica, Nordeste brasileiro e Monção da América do Sul usando simulações e indicadores paleoclimáticos, a fim de validar as características climáticas simuladas neste período.

A escolha dessas regiões foi baseada na existência de indicadores paleoclimáticos para essas áreas, o que facilitará a análise das mudanças ocorridas no período do HM;

- Analisar a variabilidade (interanual e decadal) e influência do fenômeno El Niño/Oscilação Sul durante o Holoceno Médio, a partir da análise dos campos de TSM do IPSL, explicando a necessidade da utilização de um conjunto de TSM gerado por um modelo acoplado para o período em estudo;

- A partir do CPTEC Potential Vegetation Model (PVM) ou Modelo de Vegetação Potencial (MVPot), verificar as mudanças da vegetação durante o HM, sobre a América do Sul e comparar os resultados com reconstruções da vegetação para o período. Para isso o modelo de vegetação foi forçado com o clima do HM simulado a partir do MCG do CPTEC.

No segundo capítulo será apresentada a revisão bibliográfica concernente (a) descrição do período do HM, (b) estudos climáticos que utilizam registros paleoclimáticos, (c) paleovegetação, (d) a modelagem do clima presente com o modelo do CPTEC, e estudos paleoclimáticos a partir de modelos atmosféricos e acoplados. No terceiro capítulo estão descritos os dados utilizados para inicialização do modelo, descrição dos modelos utilizados, metodologia empregada, além dos dados utilizados para validação do MCGA do CPTEC. A discussão dos resultados é mostrada no quarto capítulo, e no último encontram-se as conclusões.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Holoceno Médio

Episódios naturais de períodos glaciais e interglaciais foram causados, principalmente, devido mudanças cíclicas na órbita Terra-Sol. Variações na excentricidade, obliquidade e precessão incluem os três ciclos dominantes, coletivamente conhecidos como os Ciclos de Milankovitch (Figura 2.1). Mudanças sazonais de radiação solar que alcança a superfície da Terra resultam das variações na excentricidade, mudanças na obliquidade e precessão (Hartmann, 1990). As mudanças na insolação devem-se, basicamente, à precessão dos equinócios, que altera as datas do periélio/afélio (posição da órbita terrestre em que o planeta se encontra mais próximo/distante do sol), aumentando o contraste sazonal em um Hemisfério e diminuindo no outro; as mudanças nos demais parâmetros são menores (Braconnot *et al.*, 2004; Clauzet *et al.*, 2006).

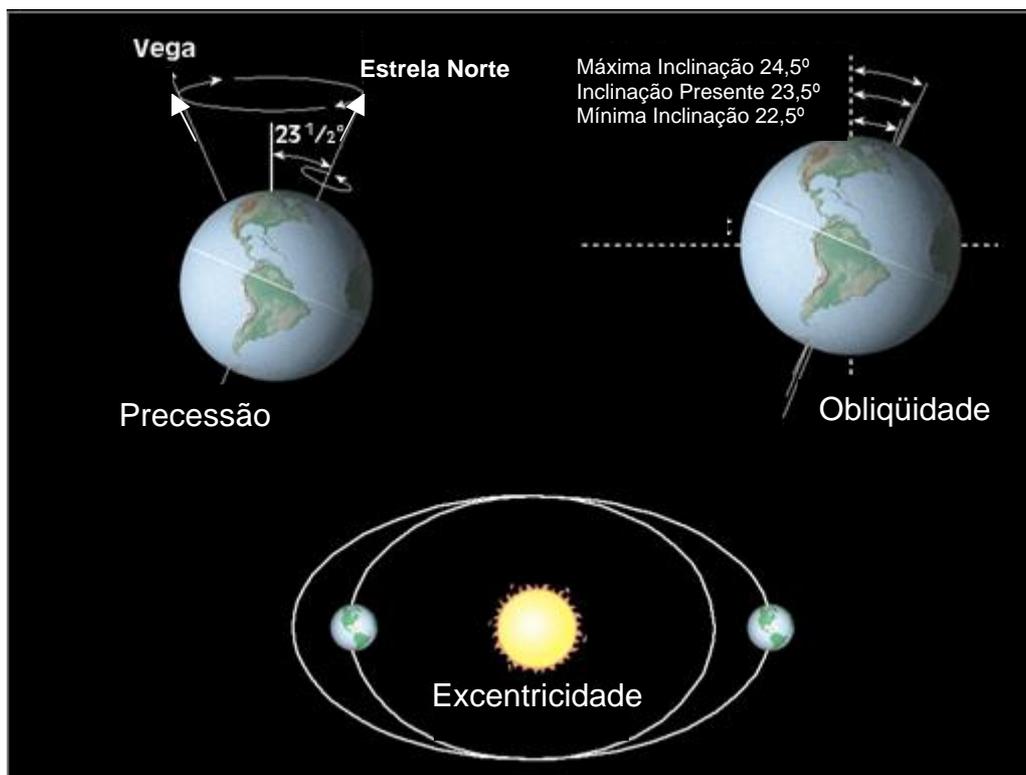


Figura 2.1 – Oscilações de Milankovitch, a inclinação do eixo da Terra, a excentricidade da órbita e o período do ano da mínima distância Terra-Sol.

Fonte: <http://www.sciencemag.org/feature/data/vis2003/TasaDemo.html>

A radiação solar disponível no topo da atmosfera, no período do Holoceno Médio, foi significativamente diferente da quantidade de radiação nos dias de hoje [clima presente (CP)]. Isso foi devido à mudança dos parâmetros orbitais. Há 6.000 anos atrás (6k ou 6.000 anos B.P.), durante o verão do Hemisfério Norte (aproximadamente agosto) a Terra esteve mais próxima do sol (periélio) do que no presente. Como resultado o ciclo sazonal da insolação foi modificado. Portanto, no HM o máximo de insolação nos trópicos, ocorreu em agosto e o mínimo em fevereiro. No Hemisfério Norte, esta mudança intensificou o ciclo sazonal da insolação (Figura 2.2), conforme Liu, *et al.* (2004). Devido a isso, mais energia esteve disponível no Hemisfério Norte, naquele período. A mudança na insolação não é exatamente simétrica em relação ao equador, devido à inclinação do eixo rotacional da Terra ($24,1^\circ$ em 6k e $23,4^\circ$ no presente). A excentricidade também foi diferente durante o HM (CP - 0,016724 e HM - 0,018682).

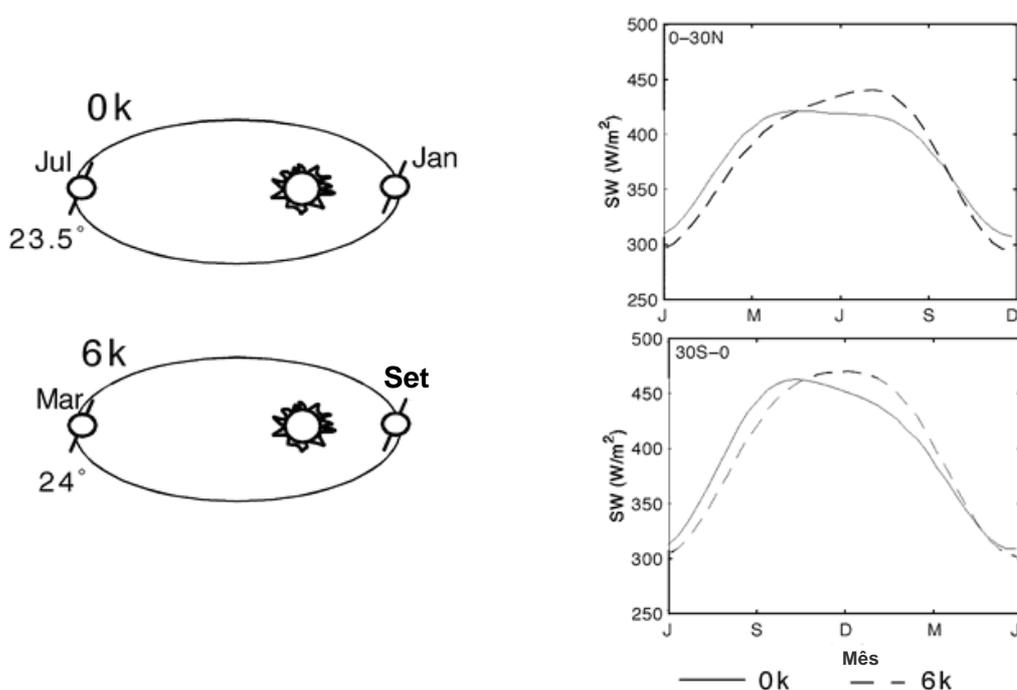


Figura 2.2 – (esquerda) Esquema da configuração orbital da Terra nos dias de hoje (0k) e no HM (6k). (direita) Ciclo sazonal da radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera ($W.m^2$) para 6k e 0k, nos trópicos ($0^\circ - 30^\circ$) do HN e HS.

Fonte: Liu, *et al.*, (2004, p. 159).

2.2 Dados Paleoclimáticos

Segundo Ab'Sáber (2007) o optimum climático (entre 6.000 e 5.000 anos atrás) foi o período de maior calor da face da Terra. O aquecimento pós-pleistocênico vinha se fazendo desde 12.700 até 10.000 anos atrás, após a transição complicada de climas muito frios para climas bem mais quentes, sobretudo, áridos e semi-áridos nas regiões inter e subtropicais da face leste do continente sul-americano. O ápice do aquecimento contribuiu para elevar o nível dos mares em aproximadamente três metros.

No Hemisfério Sul, reconstruções de temperatura na Antártica durante o Holoceno mostram um aquecimento entre 11.000 e 9.000 anos atrás, seguido de um esfriamento gradativo no Holoceno tardio (Masson *et al.*, 2000). Esse período relativamente mais quente não pode ser explicado apenas pelas mudanças na insolação, mas talvez pela reorganização na grande escala do transporte latitudinal de calor pelos oceanos e atmosfera.

A partir da análise de sedimentos oceânicos, Ruddiman e Mix (1993) e Morley e Dworetzky (1993) verificaram que as mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM), no período do Holoceno Médio, foram muito pequenas. Sendo assim, apenas a forçante radiativa teria maior contribuição para o período.

Análises da TSM, derivadas do isótopo de oxigênio, para o período de 6.500 anos atrás, na região da Papua Nova Guiné, sugerem uma TSM similar ou ligeiramente mais fria que os dias de hoje. Entretanto a razão Sr/Ca (análise de isótopos estáveis, nesse caso razão entre o estrôncio e o cálcio) indica TSM um pouco mais quente, comparada ao clima presente (Tudhope *et al.* 2001). A partir daí verifica-se uma dubiedade nas análises dos dados paleoclimáticos, que também é verificada nos relatos de Seppã *et al.* (2005) e Ab'Sáber (2007).

Dados da Antártica, Leste do Canadá e Groenlândia apontaram para uma redução da temperatura atmosférica global durante o HM (Steig, 1997). Isso pode ser visto principalmente nas regiões polares. No entanto, dados paleobotânicos mostram que as regiões tropicais e subtropicais tornaram-se mais frias ou mais áridas, ou ambas. Em latitudes temperadas, algumas áreas experimentaram um período seco no HM. Em alguns casos, a mudança do clima no HM parece ter sido completamente abrupta (Steig, 1999).

Gagan *et al.* (1998) observaram que o oceano tropical apresentou-se mais aquecido (Anomalia de TSM > +1° C) durante o HM. Para este período, Pessenda *et al.*, 2004,

verificaram que as TSMs do Atlântico Norte estiveram mais aquecidas, e do Pacífico Tropical e Antártico resfriaram, criando um dipolo entre os Hemisférios Norte e Sul. Analisando outros indicadores, eles concluíram que o clima foi mais quente entre 7.000 e 4.000 anos atrás.

Keefer *et al.* (2003), a partir da análise de dados paleoclimáticos da costa sul do Peru, verificaram que eventos severos de El Niño ocorreram durante todo o Pleistoceno e em duas ou três divisões do Holoceno, com frequências significativamente diferentes. Durante o Holoceno Médio, só foram registrados quatro eventos severos. Os registros paleoclimáticos evidenciam que no HM o regime de El Niño foi relativamente fraco. Essas condições também foram verificadas por Fontugne *et al.* (1999), que analisaram registros paleoclimáticos de Quebrada de los Burros, no sul do Peru (Departamento de Tacna). Os dados sugerem baixa intensidade e frequência da ocorrência de El Niño durante o HM. Também, Sandweiss *et al.* (1996), analisando dados paleoclimáticos do norte do Peru, verificaram que o El Niño/Oscilação Sul não ocorreu nos milênios que precedem 5.000 anos atrás, quando o clima era um pouco mais quente que hoje. Como observado por Thompson (1995), a partir da análise de núcleos de gelo, a região do Peru encontrava-se mais quente que os dias atuais entre 8.200 e 5.200 anos atrás. Tudhope *et al.* (2001) a partir de bandas de corais de Papua Nova Guiné, verificaram a existência do fenômeno do El Niño/Oscilação Sul (ENOS) nos últimos 130 mil anos. A análise da reconstrução paleoclimática sugere que os eventos de ENOS foram consideravelmente mais fracos no período do HM.

Embora, o sinal do ENOS não seja tão facilmente identificado em estudos paleoclimáticos, episódios de seca, no Holoceno Tardio, possivelmente atribuídos ao ENOS foram reportados em Carajás, leste da região Amazônica, Delta do Rio Doce e costa brasileira (Martin e Suguio, 1992; Martin *et al.*, 1993). Esse ENOS relacionado com fase seca, entre 7.500 e 3.000 anos atrás, ocorreu simultaneamente com o máximo de seca no Vale do Rio Icatu, região no meio do São Francisco, no nordeste do Brasil (6.000 anos B.P.). Porém, a maior expansão da caatinga sobre as dunas (4.200 anos B.P. – presente) não está sincronizada com dado paleoclimático de Carajás, mas sim com dois eventos tipo ENOS (1.300 – 2.300 anos B.P.) reportados no Vale do Rio Doce. Uma hipótese alternativa para o aumento da aridez entre 8.910 e 6.230 anos atrás e de 4.000 anos B.P. e os dias de hoje, no Vale do Rio Icatu, é o deslocamento para norte da

ZCIT (De Oliveira *et al.*, 1999), que poderiam ou não estar associada ao ENOS como também as variações no gradiente meridional de TSM no Oceano Atlântico Tropical. Dados paleoclimáticos da região do Caribe suportam essa hipótese, principalmente entre 8.000 e 2.500 anos atrás, quando os lagos atingiram níveis mais elevados, e climas mais úmidos prevaleceram no Lago Miragoane no Haiti (Curtis e Hodell, 1993).

Estudos paleoambientais usando indicadores paleoclimáticos têm sido realizados para diversas regiões da América do Sul e fornecem uma representação aproximada do clima no passado. Esses estudos revelaram um comportamento mais seco durante o HM sobre a região amazônica (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002), sul e sudeste brasileiro (Behling, 2002; Turcq *et al.*, 2002). Além disso, Mayle *et al.* (2000) e Haug *et al.* (2001), analisando o norte e nordeste da América do Sul verificaram que no HM a região nordeste da Amazônia encontrava-se mais árida.

Baker *et al.* (2001) a partir de análises de dados paleoclimáticos do Lago Titicaca na Região Amazônica, que datam 25.000 anos atrás, verificaram que o período mais seco nessa região nos últimos 25.000 anos foi entre 6.000 e 5.000 anos atrás, quando o Lago obteve seu menor nível, queda de 85m comparado ao atual.

Sifeddine *et al.* (2003) analisando dados lacustres de Barreirinhas, no Nordeste do Brasil (2,96°S; 43,41°W), verificaram uma redução do nível do lago entre 11.000 e 4.500 anos atrás, sugerindo um período mais seco comparado ao clima presente. Esse resultado foi confirmado a partir da análise de pólen, realizada por Ledru *et al.* (2002); e por Pessenda *et al.* (2005) que, a partir da análise de Matéria Orgânica do Solo (MOS) da região de Barreirinhas, norte do Estado do Maranhão.

Pessenda *et al.* (1998b) verificaram que grandes áreas na Bacia Amazônica foram afetadas por mudanças na vegetação, durante o Holoceno. A partir da análise de MOS no Estado de Rondônia e sul da região Amazônica, constataram alteração de clima úmido para seco, sugerindo que entre 7.000 e 4.000 anos atrás, essa região foi ligeiramente mais seca do que o clima presente, essas condições também foram verificadas, por Sifeddine *et al.*, 1994; Gouveia *et al.*, 1997; Pessenda *et al.*, 1998a, b; Freitas *et al.*, 2001.

Analisando dados de MOS e sedimentos de carvão em nove perfis de solo, coletados em vegetação nativa de Londrina (Paraná), Anhembi, Botucatu e Jaguariúna no Estado de São Paulo e Salitre em Minas Gerais, Pessenda *et al.* (1996; 2004) verificaram

condições climáticas mais secas no Holoceno Médio (6.000 e 4.500 anos atrás), comparadas ao clima atual. Isso também foi observado por Ledru (1993), em registros de pólen, nas regiões sul, sudeste e central do Brasil.

Apesar de poucos indicadores paleoclimáticos no Hemisfério Sul, tornou-se possível um melhor entendimento do comportamento climático durante o Holoceno Médio. No entanto, devido aos dados serem esparsos, fragmentados e representativos do entorno, a melhor forma de preencher a lacuna espacial e temporal é a partir de modelos climáticos.

2.3 Paleovegetação

No optimum climático (entre 6.000 e 5.000 anos atrás) costa atlântica do Brasil foi úmida o suficiente para manter florestas tropicais desde a zona da mata nordeste até o sudeste de Santa Catarina, assim como as matas da Serra Gaúcha que se estendem de Taquara até além de Santa Maria, razão pela qual, as florestas da serra constituem um reduto especial da tropicalidade biodiversa, que ali restou a partir do optimum climático, mantido pelo somatório dos ricos solos oriundos da decomposição de basaltos (rocha ígnea vulcânica). A que se somou a umidade frontal das vertentes serranas, através dos ventos úmidos que vêm do sul (Ab'Sáber, 2007).

As regiões central, sul e Amazônica brasileira se destacam pelo número de trabalho paleoecológicos realizados, no entanto, inúmeras áreas ainda não tiveram a sua história ecológica levantada ou são pouco conhecidas, como a região da Floresta Atlântica e da caatinga nordestina (Souza, *et al.*, 2005).

No sul do Brasil a vegetação de campos existiu no início do Holoceno e Holoceno Médio até 4.320 anos atrás. Estudos da vegetação do quaternário sugerem que no Paraná (Serra dos Campos Gerais), Santa Catarina (Serra do Rio Rastro, Morro da Igreja, Serra da Boa Vista) e Rio Grande do Sul (Aparados da Serra e São Francisco de Paula) existiram extensas áreas de campos, nas regiões serranas durante todo o último glacial, início do Holoceno e Holoceno Médio (Behling *et al.*, 2004).

Estudos sobre a região sul do Brasil em Cambará do Sul (RS), que é uma área situada dentro da formação de floresta araucária nos dias de hoje, verificaram que vegetação de campos prevaleceu sobre o sul (região serrana) durante o início do Holoceno e

Holoceno Médio, mas que uma pequena população de araucária migrou ao longo dos vales dos rios na região de estudo. Também neste período, estudos palinológicos sobre o clima e vegetação no sul do Brasil foram exemplificados pelos resultados na Fazenda do Pinto (RS) e serra dos Campos Gerais (PR), discutidos em Behling (2002) e Behling *et al.*, (2001) e mostram que extensas áreas de campos continuaram a dominar a paisagem das regiões elevadas do Sul do Brasil.

A evolução dos cerrados das regiões sudeste e central é diferente da região norte. O registro da Lagoa de Olhos d'Água-MG (19°38'S, 43°54'W) sugere que após 7.000 anos B.P. aumentam as frequências de indicadores de cerrado, acompanhados pela expansão de matas ciliares e veredas. Eleva-se também, nesse período, a quantidade de partículas de carvão, confirmando a instalação de um clima estacional (estações bem marcadas) no planalto central (Salgado-Labouriau *et al.*, 1997).

O registro do Lago do Pires (Behling, 1995), localizado em uma região de floresta semidecídua, no sudeste brasileiro, indica a presença de cerrado desde o início do Holoceno até aproximadamente 5.500 anos B.P., nessa época os paleofogos também eram abundantes.

Outro estudo palinológico importante é o de Jacareí (SP), no Vale do Rio Paraíba do Sul (Garcia *et al.*, 2004) que indica que o campo de turfeiras, encontrado no Vale delimitado pela Serra da Mantiqueira e do Mar teve sua formação entre 9.720 e 8.853 anos atrás. Em Taubaté (SP) constituições como essas também foram encontradas do Pleistoceno Tardio até o presente. Esses estudos sugerem que de 9.720 a 8.240 anos atrás o clima local era mais úmido e frio que o atual, isso foi atribuído ao deslocamento mais ao norte das frentes frias levando massas de ar polar até o sudeste brasileiro. Enquanto que de 8.240 a 3.500 anos B.P. o clima se tornou mais quente e úmido e de 3.500 a 1.950 mais frio e mais úmido que os dias atuais. Em aproximadamente 8.100 anos atrás pólen de araucária foi verificado na região de Jacareí, os dados palinológicos sugerem que árvores tipo araucária e outros tipos de floresta de montanha foram crescendo pelo Vale do Paraíba, indicando um clima ligeiramente mais frio que os dias de hoje. Entre 8.240 a 5.400 anos B.P. a estabilização do clima seco na região é atestada pelo aumento substancial de gramíneas (Poaceae), esta fase seca tem sido interpretada como uma consequência da forte influência das massas de ar continental tropical, que pode ser explicada pela intensificação do Anticiclone Subtropical (Garcia *et al.*, 2004).

Essas condições mais secas persistiram até 3.500 anos B.P. e são consistentes com dados palinológicos estudados por Behling (1997) do Lago do Pires (MG) e lado oeste da Serra de Itapeva (SP) (Behling, 1997).

Estudos sobre a paleovegetação no Estado do Rio de Janeiro, na região da Lagoa de Cima (Luz *et al.*, 1999) verificaram que em torno de 6.000 anos B.P. a mata úmida pioneira deu lugar a uma vegetação de campo aberto e seco. Já os sedimentos da Baía de Sepetiba, ao sul da cidade do Rio de Janeiro, sugerem fase úmida e desenvolvimento de floresta, devido à dominância do tipo de pólen arbóreo principalmente relacionado à floresta densa, entre 6.300 e 4.650 anos B.P. (Coelho *et al.*, 2002).

A paleovegetação no Maranhão mostra que a vegetação de cerrado expandiu-se após 7.000 anos B.P. (Ledru *et al.*, 2002). Sedimentos da fronteira da Bolívia com o Brasil, região hoje coberta pela Mata Amazônica, entre 11.000 e 7.000 anos atrás atestam a ocorrência de ecossistema tipo cerrado. Após 7.000 anos B.P. expandiu-se a Mata Amazônica (Mayle *et al.*, 2000).

Também na região de Barreirinhas, no Estado do Maranhão entre 9.000 e 3.800 anos atrás houve maior influência de gramíneas com expansão do cerrado.

Estudos palinológicos da Lagoa Bonita (DF) verificou que há cerca de 7.900 anos atrás a lagoa adquiriu condições pantanosas, pela instalação de estações secas mais prolongadas. O retorno a condições mais úmidas, acompanhado pela tendência de aumento de temperatura durante o Holoceno levou a formação de veredas há cerca de 6.300 anos B.P., com instalação de condições paleoclimáticas semelhantes às atuais.

Na Serra dos Carajás condições de clima mais seco com estação seca mais prolongada, foi verificado por volta de 6.150 anos B.P. (Turcq *et al.*, 1998).

- Um estudo palinológico, na região de Saquino no Vale do Rio Icatu, no meio do São Francisco (10°24'S, 43°13'W) no nordeste do Brasil, sugere: progressivo declínio de floresta e gradual aumento de caatinga e cerrado entre 8.910 – 6.790 anos atrás; condições semi-áridas entre 6.790 – 6.230 kyr e entre 6.230 – 4.535 anos atrás marca o retorno da vegetação mosaico, composta de floresta de galeria, cerrado e caatinga, indicando condições mais úmidas (De Oliveira *et al.*, 1999).

De 6.230 a 4.240 anos atrás a vegetação e o clima foram caracterizados por várias oscilações, uma dessas, é assinalada pelo retorno de clima mais úmido, em 4.886 anos

atrás. Este padrão modificou-se rapidamente depois de 4.240 B.P. quando a caatinga e o cerrado tornaram-se mais abundantes.

Dados palinológicos fornecem dois padrões distintos para a vegetação Holocênica na Amazônia: (a) refere-se à existência de florestas tropicais semelhantes às atuais, sem indícios de aberturas do dossel causadas por mudanças climáticas ou antropogênicas. Padrão observado em Lagoa da Pata e no leque aluvial do Rio Amazonas, confirmado pelo registro obtido por Behling *et al.*, (2002) no Lago do Calado na Amazônia Central; (b) o segundo padrão refere-se à vegetação impactada pela ocorrência de paleofogos e a conseqüente instalação do processo de sucessão vegetal. Na Lagoa do Pata, por volta de 5.500 anos atrás, uma grande concentração de partículas carbonizadas foram encontradas nos sedimentos. A partir dessa data a Palmeira Buriti (*Mauritia Flexuosa*) instala-se na paisagem, em solos alagados. Sugere-se que o aumento do pólen de *Mauritia* represente evidencia da atuação de antigos povoados indígenas, uma vez que essa espécie é uma excelente fonte de alimentos e de materiais para construção de habitações (Lorenzi *et al.*, 1996). Contudo, a coincidência do significativo aumento das partículas carbonizadas encontradas na Lagoa do Pata, com o período de paleofogos entre 7.000 e 4.000 anos B.P., descritos para Carajás por Cordeiro (1995) e Sifeddine *et al.*, (1994) e para Lagoa do Pires, no sudeste do Brasil (Behling, 1995), sugere condições mais secas que as atuais em grande parte do Brasil no Holoceno Médio.

No sul da Amazônia, na região de Humaitá, a observação de 19 pontos de amostragem em ecótonos floresta-savana sugere que entre 9.000 e 3.000 anos B.P. houve uma troca da vegetação de floresta por savana (gramíneas), indicativo da presença de um provável clima mais seco (Pessenda *et al.*, 1998b).

Turcq *et al.*, (1998) a partir de estudos palinológicos em sedimentos de lagos na serra Sul de Carajás, também sugerem ocorrência de clima seco durante o período de 7.000 e 4.000 anos atrás. Além disso, os resultados indicam que as condições climáticas médias eram favoráveis ao desenvolvimento de floresta úmida, que eram apenas limitadas por repetidas ocorrências de queimadas e eventos secos.

No Mato Grosso do Sul, na região de Nhecolândia resultados isotópicos da MOS indicam ocorrência de mudança de vegetação de plantas C3 (árvores) para C4 (gramíneas) entre o período de 11.400 e 4.600 anos atrás (Victoria *et al.*, 1995).

Um resumo das condições climáticas do HM e da paleovegetação derivadas de estudos palinológicos e paleoclimáticos em diversas localidades da América do Sul, com as respectivas referências, é apresentado na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Informações sobre paleoclima e paleovegetação durante o HM. (continua)

Localização	Região	Paleoclima	Paleovegetação	Referência
Serra dos Campos Gerais (PR)	Sul	Seco e quente	Campos	Behling, 2002; Behling <i>et al.</i> , 2001 e Behling <i>et al.</i> , 2004
Serra do Rio Rastro, Morro da Igreja, Serra da Boa Vista (SC)	Sul	Seco e quente	Campos	Behling <i>et al.</i> , 2004
Aparados da Serra e São Francisco de Paula (RS)	Sul	Seco e quente	Campos	Behling <i>et al.</i> , 2004
Cambará do Sul (RS)	Sul	–	Campos e uma pequena população de araucária migrando ao longo dos vales dos rios.	Souza, <i>et al.</i> , 2005
Fazenda do Pinto (RS), Morro da Igreja, Serra da Boa Vista (SC)	Sul	–	Campos	Behling, 2002 e Behling <i>et al.</i> , 2001
Lagoa dos Olhos D'Água (MG)	Sudeste	Mais seco (redução da precipitação)	Cerrado acompanhado de matas ciliares e veredas	Salgado-Labouriau <i>et al.</i> , 1997
Lago do Pires	Sudeste	Seco e presença de Paleofogos	Cerrado	Behling, 1997
Jacareí e Taubaté (SP)	Sudeste	Úmido e quente Entre 8240 e 5400 anos B.P. estabilização do cliam seco	Campo de Turfeiras seguido do aumento de gramas entre 8240 e 5400 anos B.P.	Garcial <i>et al.</i> , 2004
Morro do Itapeva (SP)	Sudeste	Seco	–	Behling, 1997
Salitre (Centro-oeste de Minas Gerais)	Sudeste	Mais quente e seca	Árvores (C ₃) e gramíneas (C ₄)	Pessenda <i>et al.</i> , (1996; 2004)
Serra Negra (SP)	Sudeste	Mais quente e seca		Souza, <i>et al.</i> , 2005
Lagoa de Cima (RJ)	Sudeste	Seco	Campo aberto e seco	Luz <i>et al.</i> , 1999
Baía de Sepetiba (Guaratiba - Sul do RJ)	Sudeste	Úmido	Desenvolvimento de floresta	Coelho <i>et al.</i> , 2002
Maranhão (MA)	Nordeste	–	Cerrado	Ledru <i>et al.</i> , 2002

Tabela 2.1 – Conclusão

Barreirinhas (MA)	Nordeste	Mais seco	Planta C ₄ (Árvores) com expansão de cerrado	Pessenda <i>et al.</i> , 2001 e 2002
Vale do Rio Icatu	Nordeste	Oscilações entre períodos mais úmidos e condições semi-áridas	Declínio de floresta e gradual aumento de caatinga, cerrado e floresta de galeria	De Oliveira <i>et al.</i> , 1999
Fronteira da Bolívia com o Brasil		–	Mata Amazônica	Mayle <i>et al.</i> , 2000
Nhecolândia (MS)	Centro Oeste	Mais seco	Gramíneas	Victoria <i>et al.</i> , 1995
Lagoa Bonita (DF)	Centro-Oeste	Mais úmida com elevação de temperatura	Veredas	Souza, <i>et al.</i> , 2005
Serra dos Carajás	Norte	Mais Seco com estação seca prolongada	Paleofogos	Turcq <i>et al.</i> , 1998
Lagoa da Pata, extremo oeste da região Amazônica	Norte	Semelhante ao clima atual	Semelhante a vegetação atual	Souza, <i>et al.</i> , 2005
Serra do Maicuru, extremo leste da região Amazônica	Norte	Semelhante ao clima atual	Semelhante a vegetação atual	Souza, <i>et al.</i> , 2005
Lago do Calado (região central da Amazônia)	Norte	–	Semelhante a vegetação atual	Behling <i>et al.</i> , 2002
Rondônia	Norte	Mais seco	Cerrado e Cerradão	Pessenda <i>et al.</i> , 1998b e Sifeddine <i>et al.</i> , 2001.
Humaitá (Sul da Amazônia)	Norte	Mais seco	Savana	Pessenda <i>et al.</i> , 1998b

Fonte: Adaptada de Anhuf *et al.* (2006)

2.4 Modelagem Climática

A utilização de modelos climáticos (MCGA) torna possível simular os impactos das mudanças antropogênicas na composição atmosférica e uso da terra (IPCC, 2007), bem como o impacto de mudanças naturais, por exemplo, a mudança dos parâmetros orbitais. A avaliação da performance do modelo sob condições climáticas extremas de um passado geológico recente (ex: Holoceno Médio ou Último Máximo Glacial) oferece uma boa oportunidade para avaliar como os modelos respondem a grandes

mudanças na forçante climática (natural ou antropogênica) e fornece credibilidade para modelar o futuro.

Diversos estudos com MCGA têm sido realizados com o intuito de analisar variabilidades de longo prazo e mudanças climáticas, assim como para testar a habilidade dos modelos em simular as características atmosféricas e sua variabilidade em escalas interanuais e decadais. Para o clima do presente, Cavalcanti *et al.* (2002) integraram o modelo do CPTEC T062L28 (que representa um truncamento triangular, implicando que a resolução horizontal na direção meridional e zonal é aproximadamente a mesma, de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis em coordenadas sigma, o que significa uma resolução horizontal aproximadamente de 200 km próximo ao equador) por 10 anos, no modo “ensemble” (nove membros) e compararam os resultados com dados observados e com resultados de outros modelos. Verificaram que o MCGA tem destreza em simular as principais características do clima global. As zonas de convergência no Hemisfério Sul são simuladas razoavelmente bem, apesar de a precipitação ser superestimada na parte sul e subestimada na parte norte desses sistemas. Regionalmente, no entanto, há erros sistemáticos ou vieses. A precipitação é subestimada em várias áreas do interior do continente incluindo a bacia Amazônica, e superestimada sobre os Andes e Nordeste brasileiro. Apesar desses erros o modelo consegue representar bem a variabilidade interanual do Nordeste e da Amazônia. Marengo *et al.* (2003) avaliaram uma simulação do modelo do CPTEC na resolução T062L28 por 10 anos, nove membros e verificaram que, em geral, o ciclo anual da precipitação é bem simulado para vários continentes e regiões oceânicas, nos trópicos e latitudes médias. Eles observaram ainda que, para anos neutros ou em condições de La Niña, os resultados simulados e observados apresentam certa discrepância. Marengo (2005) avaliou os balanços hidrológicos e de energia nas grandes bacias da América do Sul usando resultados de uma rodada de 50 anos, a partir do modelo do CPTEC T062L28. Ele observou um impacto importante do El Niño na variabilidade interanual do clima na Amazônia e Bacia do Prata. No entanto, esse sinal foi mais fraco na bacia do Rio São Francisco.

Embora a precisão de simulações do clima presente seja muito importante, isso não garante que o modelo simulará mudanças climáticas passadas ou futuras com certo grau de confiabilidade. Sendo assim, a avaliação do desempenho dos MCGA sob condições

climáticas marcantes como o Holoceno Médio pode fornecer uma oportunidade de avaliar a resposta do MCGA do CPTEC às grandes mudanças no passado, como por exemplo, na forçante solar, e fornecem credibilidade para modelagem de climas futuros (Jossaume e Taylor, 1995).

Vários estudos realizados principalmente pelo PMIP I e II, com o intuito de simular o clima do Holoceno Médio, enfatizaram o Hemisfério Norte e reportaram importantes mudanças no sistema de monção da Ásia e África. Por exemplo, Jossaume *et al.* (1999) analisaram o clima de 6k, a partir da simulação de 18 modelos, e confirmaram o aumento da amplitude do ciclo sazonal da temperatura no Hemisfério Norte e a redução no Hemisfério Sul. Todos os modelos reproduziram o aumento da precipitação de monção, da Ásia e África, marcado por uma expansão para norte da zona de precipitação. No entanto, todos os modelos subestimaram a intensidade da monção, no norte da África. Patricola e Cook (2007) utilizaram o modelo regional MM5 (Mesoscale Model) com vegetação prescrita e não interativa para o período do HM. Verificaram que o aumento da precipitação no Sahel estaria relacionado com o deslocamento da monção para norte. Observaram também o desaparecimento do jato de leste africano e uma intensificação e aprofundamento do jato de baixos níveis de oeste, na costa oeste da África. Além disso, observaram que o modelo responde melhor a forçante de vegetação que a forçante solar, especialmente no verão, enfatizando a importância da vegetação em manter a intensidade do sistema de monção.

Existem evidências de “feedback” climático positivo na resposta observada a mudanças em parâmetros orbitais. Comparações entre modelos e entre modelos e dados paleoclimáticos têm sido feitas pelo PMIP (Jossaume e Taylor, 1995). Ainda que simulações para o HM, derivadas de modelos climáticos atmosféricos produzam uma intensificação nos sistemas de monções em resposta às mudanças nos parâmetros orbitais de 6.000 anos atrás, os modelos subestimam a precipitação (Jossaume *et al.*, 1999). Simulações com modelos acoplados oceano-atmosfera e vegetação dinâmica apontam para uma intensificação do “feedback” positivo entre as diferentes componentes do clima, o que amplifica a forçante sazonal de insolação (Braconnot *et al.*, 1999; Clement *et al.*, 1999; Wohlfahrt *et al.*, 2004).

A componente oceânica do sistema climático possui a inércia termal requerida para integrar a média anual da forçante de insolação. Simulações com modelos acoplados

testam como diferentes modelos reproduzem condições passadas do oceano e como o efeito da componente oceânica altera o ciclo sazonal médio e a variabilidade interanual. Vários estudos de modelagem sugerem que a componente oceânica introduz um retardo na resposta da mudança da insolação no verão (Kutzback e Liu, 1997; Hewitt e Mitchell, 1998; Braconnot *et al.*, 2000, 2004). Já o efeito da vegetação aumenta a forçante de insolação nos trópicos (Braconnot *et al.* 1999; de Noblet-Ducoudre *et al.* 2000).

Zhao *et al.* (2005) analisou a resposta oceânica à mudança dos parâmetros orbitais, a partir de sete modelos atmosfera-oceano acoplados, com vegetação prescrita semelhante ao clima presente, e verificou que a componente oceânica introduz um retardo na resposta do ciclo sazonal. O resfriamento no inverno e o aquecimento no verão ocorrem com um ou dois meses de atraso sobre o oceano comparado ao continente, devido à inércia oceânica.

Wohlfahrt *et al.* (2004), a partir de simulações com o modelo oceano-atmosfera do IPSL acoplado assincronamente com o modelo de vegetação BIOME I, analisaram o efeito da vegetação e oceano sobre latitudes médias e altas do Hemisfério Norte (>40° N) durante o HM. Verificaram que a resposta da atmosfera à forçante orbital produz aquecimento sobre o continente no verão e resfriamento no restante do ano. A componente oceânica reforça o resfriamento na primavera, neutralizando-o no outono e inverno. A resposta à vegetação produz um aquecimento durante todas as estações do ano, com maiores variações na primavera. A combinação dos efeitos resulta em aquecimento durante todo o ano. Analisando a simulação forçada apenas pela variação da insolação verificou-se que a precipitação é reduzida durante todo o ano. A simulação com a componente oceânica sugere redução da precipitação sobre médias e altas latitudes do Hemisfério Norte durante quase todo o ano, exceto no verão. O efeito vegetação aumenta a precipitação na primavera e amplifica a seca no verão. A resposta ao acoplamento total é uma amplificação do contraste sazonal da precipitação em latitudes médias e altas do Hemisfério Norte.

Poucas são as pesquisas de modelagem paleoclimática realizadas para o continente sul-americano. Isso se deve, principalmente, à distribuição esparsa dos dados oceânicos e terrestres, comparando-se ao Hemisfério Norte. Valdes (2000) é o pioneiro, que tem como foco de suas pesquisas o clima da América do Sul no HM. Ele analisou os

resultados de 19 modelos do PMIP e verificou que, em geral, ocorre um resfriamento do continente sul-americano durante o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e um aquecimento em junho-julho-agosto (JJA), como esperado devido à variação dos parâmetros orbitais. Todos esses modelos foram integrados com as mesmas condições iniciais e de contorno. Nas Figuras 2.3 a, b, observa-se que durante o verão austral houve resfriamento sobre a América do Sul, com máximo entre 30° e 40° S, e outra região secundária sobre o Nordeste brasileiro (NEB). No inverno, há aquecimento na região central e sudeste do Brasil. Nas Figuras 2.3 c, d encontram-se os mapas do desvio padrão de 19 modelos do PMIP, que dão uma idéia das incertezas resultantes das parametrizações utilizadas pelos diversos modelos. Como pode ser observado (Figuras 2.3 c, d), os desvios padrões são, em geral, menor que a média, excedendo-a em pequenas regiões, o que fornece certo grau de confiabilidade. A análise do desvio padrão dos modelos mostra que em DJF todos os modelos previram o mesmo sinal de mudança (resfriamento sobre o continente), com exceção do leste do NEB, onde quatro modelos previram um pequeno aquecimento, durante o HM. Para JJA, todos os modelos mostraram coerência para a faixa latitudinal entre o equador e 20°S e incertezas seguindo em direção os pólos.

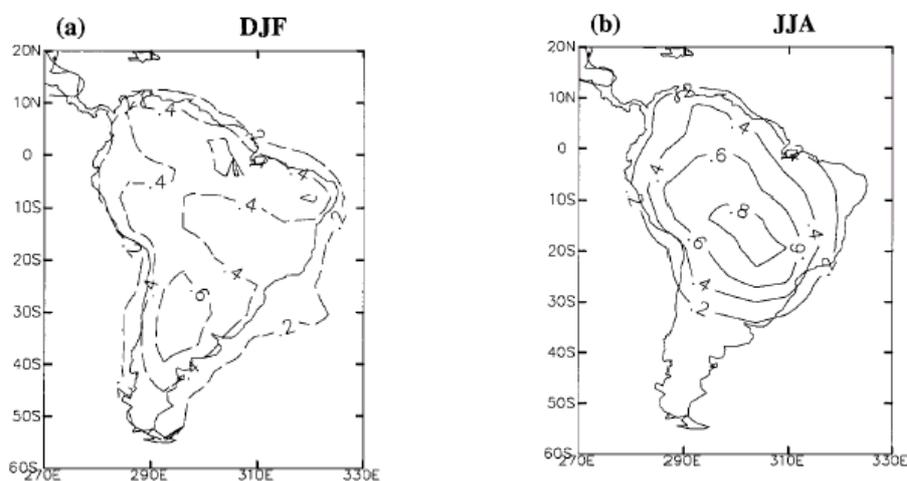


Figura 2.3 – Variação média da temperatura do ar à superfície, de 19 modelos do PMIP, entre o período do HM e CP, para (a) DJF e (b) JJA. Desvio padrão entre modelos (c) DJF e (d) JJA. As unidades são $^{\circ}\text{C}$. A grade dos modelos é $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ e as linhas tracejadas indicam resfriamento. (continua)

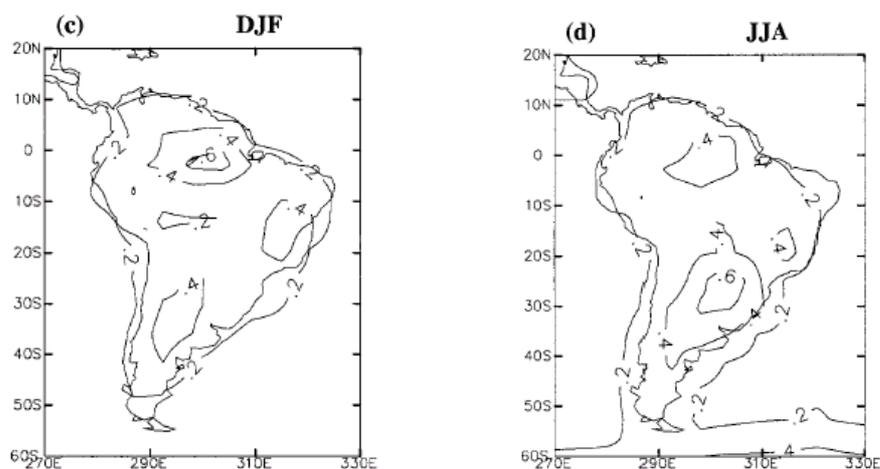


Figura 2.3 – conclusão

Fonte: Valdes (2000, p. 359).

Jorgetti (2004) analisou resultados de um modelo atmosfera-oceano acoplados com uma forma simples de vegetação interativa, do IPSL, e identificou uma redução do ciclo sazonal da temperatura e um enfraquecimento do sistema monçônico durante o HM. Quanto à precipitação foi sugerido um deslocamento para sul da ZCIT e o enfraquecimento da ZCAS. Também Dewes (2007), analisando os resultados de uma versão do modelo do IPSL-CM4, verificou enfraquecimento do sistema de monção da América do Sul, devido à diminuição do contraste térmico continente-oceano no HM. A diminuição da temperatura sobre o continente provoca um aumento da pressão atmosférica nos meses de verão, reduzindo o gradiente de pressão e consequentemente os alísios, resultando em menor transporte de umidade para o continente e redução da precipitação. Ao contrário dos resultados de Jorgetti (2004) as análises de Dewes (2007) sugerem um deslocamento para norte da ZCIT, devido ao enfraquecimento dos alísios e amplificação do ciclo anual de temperatura no Hemisfério Norte.

Simulações com o modelo global acoplado oceano-atmosfera, do Institut Pierre Simon Laplace da Universidade de Paris (IPSL), verificaram que a região nordeste do Brasil encontrava-se mais úmida e mais fria (principalmente no verão) e, em média, a estação seca era mais curta, durante o Holoceno Médio (Silva Dias *et al.* 2002).

Liu *et al.* (2004) investigaram a resposta dos seis principais sistemas monçônicos de verão (monções da América do Norte, do norte e sul da África, Ásia, norte da Australásia e América do Sul) à forçante orbital do HM, a partir de um MCGOA (Fast

Ocean Atmosphere Model - FOAM), com foco na forçante de insolação e realimentação oceânica. Os resultados foram comparados com as simulações feitas pelo National Center for Atmospheric Research - Climate System Model - NCAR CSM (Otto-Bliesner e Brady 2001) e com registros paleoclimáticos. Os resultados das simulações, de ambos os modelos, que também foram utilizados por Harrison *et al.* (2003), mostram que a mudança na insolação produz um aumento da precipitação de monção no Hemisfério Norte e uma redução no Hemisfério Sul. O impacto da componente oceânica sobre o sistema de monção da América do Sul e sul da África é relativamente pequeno, indicando que essas regiões experimentaram uma redução do regime de monção no HM comparado ao presente, especialmente a América do Sul. A temperatura sobre o continente diminui, a pressão atmosférica aumenta, diminuindo o contraste oceano-contidente e, portanto o efeito da circulação e o transporte de umidade. Logo, a precipitação é reduzida sobre o continente sulamericano, exceto sobre a região Nordeste, onde há ligeiro aumento da precipitação, associado ao recuo da precipitação de monção da região central da Amazônia para a costa leste do Nordeste brasileiro. Liu *et al.* (2004) e Harrison *et al.* (2003) verificaram também, que a monção da América do Sul é enfraquecida principalmente pela redução da insolação no verão e que o efeito das TSMs não altera a resposta do sistema monçônico da América do Sul.

Harrison *et al.* (2003) analisaram os resultados de simulações dos modelos FOAM e CSM e constataram que mudanças na insolação causam variações na temperatura, que são maiores sobre o continente que sobre o oceano (devido a menor capacidade de calor efetiva da superfície da Terra), que por sua vez, causa uma intensificação da precipitação de monção no Hemisfério Norte (América Central e sudoeste Americano) e um enfraquecimento da precipitação de monção no Hemisfério Sul (Norte da América do Sul).

Partindo do princípio que as mudanças climáticas afetaram a distribuição global da vegetação no passado distante e provavelmente afetará no futuro, além do que, as mudanças na estrutura e distribuição da vegetação podem influenciar o clima (Nobre *et al.*, 2006), diversos estudos a partir de modelos de bioma têm sido realizados com o intuito de examinar a distribuição geográfica das comunidades de vegetação e suas relações com o clima. O paradigma central desses modelos é a suposição de que o clima

tem um controle dominante sobre a distribuição da vegetação (Salazar *et al.*, 2007). Pesquisas com modelos de vegetação potencial (PVM) têm sido realizadas para avaliar a resposta da vegetação a mudanças climáticas, também no futuro. Oyama e Nobre (2003), utilizando o CPTEC-PVM, mostraram a existência de um segundo estado de equilíbrio estável bioma-clima, com savana cobrindo o leste da Amazônia e semi-deserto no nordeste do Brasil. Salazar *et al.* (2007) forçaram o PVM do CPTEC com os cenários do clima do IPCC (A2 e B1) e verificaram uma redução na cobertura de floresta tropical sobre a América do Sul, onde este bioma é substituído por savana. A redução da floresta aumenta com o tempo e principalmente sobre o sudeste da Amazônia. Cook e Vizy (2007) utilizaram um modelo regional com vegetação acoplada (CPTEC PVM), para verificar mudanças no clima e vegetação para o final do século 21, nas regiões tropical e subtropical da América do Sul. Os resultados projetam uma redução de 70% da floresta Amazônica e uma grande expansão de leste da vegetação de caatinga, proeminente da região Nordeste brasileira. Essas mudanças estariam relacionadas com a redução média anual da precipitação e modificação do ciclo sazonal que estão associados com um enfraquecimento dos sistemas de circulação tropical. Scholze *et al.* (2006) também utilizando projeções para o século 21, com múltiplos cenários de 16 modelos oceano-atmosfera acoplados, para alimentar o modelo de vegetação dinâmica Lund-Potsdam-Jena (LPJ), identificaram a bacia Amazônica como uma região de alto risco para a perda de floresta. Cox *et al.* (2004), foram os primeiros a incluir no MCG, vegetação dinâmica e ciclo de carbono interativo, com o intuito de realizar projeções para o século 21. E seus resultados sugerem uma conversão significativa de floresta (Amazônica) para áreas não florestadas devido ao aquecimento global.

A maioria dos estudos enfoca as mudanças climáticas antrópicas (aumento da concentração dos gases de efeito estufa) e não consideram as mudanças naturais, como por exemplo, a mudança nos parâmetros orbitais. Uma reconstrução da vegetação de um passado geológico recente seria interessante para validar a habilidade dos MVPot em caracterizar os biomas de equilíbrio com um determinado clima, a partir de dados paleoambientais. Simulações para o último máximo glacial (LGM) foram realizadas com o CPTEC PVM, no entanto, as condições do Holoceno Médio ainda não foram testadas.

Oyama (2002) utilizou o modelo de vegetação do CPTEC para simular a paleovegetação para o LGM. Considerando um resfriamento de 6°C e inicialmente redução da precipitação de 1 mm/dia, verificou que a floresta da região sudeste e centro-oeste do Brasil seriam substituídas por campos e cerrados, a caatinga se recuperaria e haveria uma desertificação nas áreas mais áridas do nordeste brasileiro. A área de floresta seria semelhante a atual, ou seja, efeitos na redução da temperatura seriam anulados pela aridez. Para uma redução de 2mm/dia na precipitação ocorreria uma retração da floresta com a substituição desta, para cerrado. A caatinga ficaria na transição semi-deserto e cerrado. Uma diminuição da precipitação de 3mm/dia reduziria ainda mais as áreas de floresta, as áreas desérticas do nordeste expandem-se para sul e no sul da América do Sul, o deserto da Patagônia, se expande para norte substituindo os campos. Lapola (2007) também realizou estudos para o LGM, com o CPTEC-PVM o qual incluía um sub-modelo do ciclo de carbono, e verificou uma ocupação da Amazônia por savana ou floresta tropical (estacional) mais seca. O grau de expansão de savana sobre a Amazônia, sul e sudeste do Brasil depende da redução da precipitação. Vale salientar também, que uma redução de 3°C na temperatura e a manutenção das condições atuais de precipitação já é suficiente para que haja semidesertificação de partes do nordeste e do Sul do Brasil.

3 MATERIAL E METODOLOGIA

3.1.Dados utilizados

Inicialmente, para analisar a resposta do MCGA do CPTEC à sinergia da mudança dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂, foram realizados dois conjuntos de simulações de 40 anos, denominados respectivamente de controle (CP) e HMS1, conforme a Tabela 3.1.

A partir da análise do ciclo anual da umidade do solo (Figura 3.1), verifica-se que o modelo se estabiliza depois de aproximadamente dois anos de integração, indicando que a simulação não sofreria mais influência das condições iniciais. Diante disso, os três primeiros anos de integração são desprezados (período de “spinup”). Ambos experimentos foram realizados com a TSM climatológica do AMIP (1956 a 2003) como condições de contorno e as condições iniciais foram as reanálises do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) para o período entre o dia primeiro e cinco de novembro de 1982. Foram realizadas cinco simulações partindo de condições iniciais diferente. A partir da análise da média global de temperatura do ar e pressão ao nível médio do mar dos cinco membros, verificou-se que a dispersão entre esses era pequena. Assim, fez-se a média dos cinco membros e trabalhou-se com o ensemble médio.

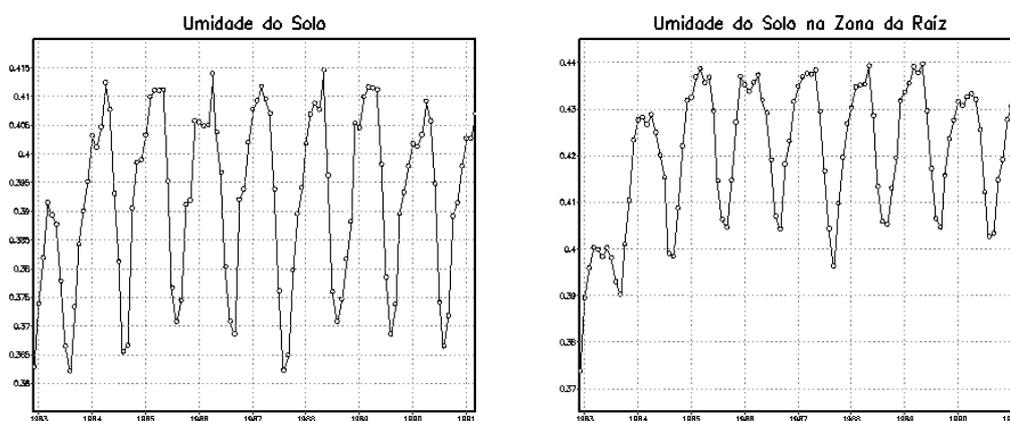


Figura 3.1 – Média global da umidade do solo (esquerda) a superfície e (direita) na zona da raiz para 40 anos de integração do MCGA do CPTEC

O uso desse conjunto de dados (condições climáticas do presente) é permitido devido ao período do HM não ser caracterizado por uma glaciação ou superaquecimento e sim, por ser um período marcado por características médias climáticas similares às do clima atual. Além do que o HM foi precedido por período de súbito resfriamento, em 8.300 anos atrás e por ser o HM (6.100 – 5.400) considerado um período climaticamente estável (Seppä *et al.*, 2005). A concentração de CO₂, para o HM foi de 280 ppm, valor referente ao do período pré-industrial e o mesmo utilizado nas simulações padrão do PMIP. Esse valor foi verificado por Petit, *et al.* (1999), que analisaram uma amostra de gelo de Vostok, que permitiu a reconstrução da concentração de CO₂ de 420.000 anos atrás. Eles verificaram que as maiores transições (180 ppm e 280-300 ppm) de CO₂ estavam associadas com transições glaciais e interglaciais. O valor atual da concentração de CO₂ utilizada no modelo é de 345 ppm. No entanto, esse valor de CO₂ utilizado é fixo e menor que a concentração de dióxido de carbono dos dias atuais 370 ppm, a qual poderá ser modificada. Contudo, tem mantido o valor de 345 ppm para efeitos de comparações com outras simulações já existentes, principalmente do PMIP I e II.

Mudanças na concentração de CO₂ têm um grande impacto sobre a energética global. Segundo Zhao *et al.*, (2005) a diferença da concentração de dióxido de carbono entre o Holoceno Médio e o clima presente corresponde a uma forçante média global adicional de $-0,88 \text{ W.m}^{-2}$, já estudos discutidos no relatório do IPCC (2007) sugere que a mudança na forçante radiativa, entre os períodos, devido ao CO₂ é de $0,4 \text{ W.m}^{-2}$. Já no Hemisfério Sul, entre dezembro e fevereiro (DJF), a insolação média teve um decréscimo de $19,0 \text{ W.m}^{-2}$. Assim, observa-se que o maior impacto na mudança no ciclo sazonal da insolação é devido aos parâmetros orbitais e não a concentração de CO₂.

Posteriormente, para verificar a resposta da realimentação oceânica e para realizar um teste de sensibilidade com o MCGA do CPTEC, foi realizada mais uma simulação (HMS2), como descrito na Tabela 3.1, que consiste do clima do HM determinado por 40 anos de simulação com o modelo do CPTEC T062L28. As condições iniciais foram às reanálises do NCAR/NCEP para o dia primeiro de novembro de 1982 e as condições de contorno foram 40 anos de TSM mensais geradas a partir da componente oceânica do

modelo acoplado oceano-atmosfera do Institut Pierre et Simon Laplace (IPSL). O modelo oceânico do IPSL foi forçado partindo das condições (parâmetros orbitais e concentração de CO₂) do HM.

Devido à dispersão entre os membros do ensemble para o CP e HMS1 ser muito pequena, optou-se por fazer apenas um membro para o experimento HMS2, devido ao tempo de máquina requerido e espaço para armazenamento dos dados.

O resumo dos experimentos, a concentração de CO₂ e os parâmetros orbitais, calculados segundo Berger (1978), correspondentes ao período do HM são descritos nas Tabelas 3.1 e 3.2, respectivamente.

Tabela 3.1 – Resumo dos experimentos realizados

Experimento	Parâmetros Orbitais	TSM	Concentração de CO ₂	Membros do ensemble
CP	Atual	AMIP	345 ppm	Cinco
HMS1	Berger (1978)	AMIP	280 ppm	Cinco
HMS2	Berger (1978)	IPSL	280 ppm	Um

Tabela 3.2 – Parâmetros orbitais para o Clima Presente e o HM (6.000 anos atrás)

Parâmetros Orbitais	Clima Presente	Holoceno Médio
Obliquidade	23,440	24,105
Excentricidade	0,016724	0,018682
Precessão dos Equinócios	102,04	0,87

3.2. Descrição dos modelos

3.2.1. Modelo de Circulação Geral Atmosférica do CPTEC

Neste trabalho, utilizou-se o MCGA do CPTEC/INPE. Esta é a primeira vez que o este modelo é integrado e testado em experimentos de simulação paleoclimática. O MCGA

foi configurado com resolução T062L28, que representa um truncamento espectral triangular. Para o qual a resolução horizontal na direção meridional e zonal é aproximadamente a mesma, de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis em coordenadas sigma, o que significa resolução horizontal de aproximadamente 200 km próximo ao equador.

O modelo utiliza um módulo de superfície, o Simplified Simple Biosphere Model (SSiB), que considera a influência da vegetação de uma forma mais sofisticada (Xue *et al.*, 1991). As parametrizações dos processos físicos utilizados no modelo são: radiação de onda curta, segundo Lacis e Hansen (1974), modificada por Ramaswamy and Freidenreich (1992); radiação de onda longa por Harshvardhan *et al.* (1987); a interação radiação-nuvens considera o esquema híbrido do Hou (1990), que é baseado no método de previsão de nuvens de Slingo (1987). Convecção profunda do tipo Kuo (1965; 1974); convecção rasa, segundo Tiedtke (1983). A difusão vertical turbulenta aplicada à camada limite planetária segue o trabalho de Mellor e Yamada (1982) e a difusão tipo bi-harmônica, para difusão horizontal, necessária para controlar o ruído de pequena escala é descrita por Mellor e Yamada (Cavalcanti *et al.*, 2002). Mais detalhes sobre o modelo e sua destreza na simulação do clima sobre a América do Sul podem ser encontrados em Marengo *et al.* (2003).

As variáveis de superfície são: temperatura da superfície do solo, umidade do solo, albedo da superfície e profundidade da neve, introduzidas no início da integração com valores climatológicos e dinamicamente ajustadas durante a simulação. O albedo é função do ângulo zenital solar sobre o oceano e predito pelo SSiB sobre a superfície. O valor atual da concentração de CO₂ utilizada no modelo é fixo de 345 ppm. Para efeito de comparações com outras simulações já existentes para o clima presente realizadas pelo PMIP I e II, será mantido o mesmo valor da concentração de CO₂.

3.2.2. Modelo de Circulação Geral Oceano-Atmosfera Acoplado (MCGOA) do IPSL

O modelo climático acoplado oceano-atmosfera do IPSL é composto de uma componente atmosférica baseada na versão 5.3 do Laboratório de Meteorologia

Dinâmica (LMD) e com resolução horizontal de 3,6° de latitude por 5,6° de longitude (50 x 64 pontos de grade) e com 11 níveis sigma na vertical. A componente oceânica é o modelo “Océan Parallélisé” desenvolvido pelo “Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie” (LODYC), sem correção de fluxo (Braconnot *et al.*, 2000), resolução de 2,4° de latitude por 3,9° de longitude (76 x 92 pontos de grade) com 31 níveis na vertical, dos quais 10 níveis estão acima de 100 m. O acoplamento entre a atmosfera e o oceano ocorre uma vez por dia, usando o acoplador Ocean-Atmosphere-Soil Interface System, desenvolvido pelo “Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique” (CERFACS). As simulações foram realizadas com os parâmetros orbitais do HM e a concentração de CO₂ de 280 ppm (Tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Condições de contorno utilizadas no modelo oceânico para HM

Condições de Contorno	Modelo Oceânico		
Gelo	Mesmo usado nos dias atuais		
Topografia oceânica	Mesma usada nos dias atuais		
Gases de efeito Estufa	CO ₂ 280 ppm		
Parâmetros Orbitais	Excentricidade	Obliquidade	Precessão
	0,018682	24,105	0,87

3.2.3. O Modelo de Vegetação Potencial (MVPot) - CPTEC PVM

Os MVPot diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima. O modelo de vegetação potencial CPTEC PVM (Oyama e Nobre, 2004), utiliza como entrada as climatologias mensais de precipitação e temperatura do ar à superfície. A seguir obtêm-se um conjunto de variáveis ambientais: G0, tempo térmico acumulado com temperatura basal de 0°C; G5 temperatura basal de 5°C (ambos em °C.dia.mês⁻¹); Tc, temperatura do mês mais frio (°C); H, um índice hídrico (adimensional); e D, um índice de sazonalidade (adimensional). As variáveis G0, G5, Tc e H baseiam-se em Prentice *et al.* (1992). A variável D representa explicitamente a sazonalidade de água no solo, enquanto H o faz implicitamente, sendo ambas variáveis importantes para biomas tropicais, porém

bastante dependentes das taxas de evapotranspiração. Os índices foram calculados a partir de um modelo de balanço hídrico simples [que se baseia em grande parte em Willmott *et al.*, (1985)], que considera o congelamento do solo (o que é importante para determinar a vegetação de altas latitudes) e calcula a evapotranspiração real através da formulação de Penman-Monteith. O modelo de balanço hídrico consegue reproduzir a distribuição global de água do solo. A partir do conjunto de variáveis ambientais, o modelo de vegetação diagnostica o bioma em equilíbrio com o determinado clima. Em geral, sob condições ambientais severas, isto é, baixos valores de G ou H, há ausência de vegetação: gelo ou deserto. Se as condições se tornam menos severas, mesmo com G ou H baixos, ou com Tc muito baixa, biomas resistentes (ou extremos) ocorrem: tundra, semi-deserto ou floresta de lariços. Sob condições mais amenas, ocorrem biomas tropicais (Tc alta) ou extratropicais (Tc baixa). Nesse caso, florestas ocorrem onde H e/ou D são suficientemente altos; caso contrário, ocorrem campos (extra tropicais) ou savana e caatinga (trópicos) (Oyama e Nobre, 2004). O CPTEC PVM não considera o ciclo de carbono, nem os mecanismos de feedback entre o CO₂ atmosférico e a vegetação. As saídas do modelo compõem um mapa de vegetação potencial, o qual deve ser comparado a um mapa de vegetação natural referencial. Como saída o modelo gera um bioma que pertence à classificação de Dorman e Sellers (1989). Essa classificação é dividida em 13 biomas, os quais são mostrados na Tabela 3.4. Em geral, o modelo mostra um bom desempenho em reproduzir os biomas, em escala global, com exceção da cobertura de floresta mista (bioma 3).

Tabela 3.4 – Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentados em Dorman e Sellers, segue Francis (1994). Os nomes usados neste trabalho seguem, quando possível, Dorman e Sellers.

bioma	características	nome usado neste trabalho
1	árvores perenifólias com folhas largas	floresta tropical
2	árvores caducifólias com folhas largas	floresta temperada
3	árvores com folhas largas e árvores com folhas aciculadas	floresta mista
4	árvores perenifólias com folhas aciculadas	floresta boreal
5	árvores caducifólias com folhas aciculadas	floresta de lariços
6	árvores de folhas largas e gramíneas	savana (cerrado)
7	somente gramíneas (perene)	campos extratropicais (campos, pradarias, estepes)
8	arbustos com folhas largas e gramíneas perenes	caatinga
9	arbustos com folhas largas e solo nu	semi-deserto
10	arbustos e árvores anãs com musgos, líquens, gramíneas e ervas baixas	tundra
11	solo nu	deserto
12	trigo de inverno e árvores caducifólias com folhas largas	cultivos agrícolas
13	gelo perpétuo	gelo

3.3. Análise do comportamento das condições de contorno (TSM) utilizadas nas simulações para o HM

Mudanças nas temperaturas de superfície do mar foram investigadas no que diz respeito a verificar a sensibilidade do modelo de circulação geral ao utilizar condições de contorno diferentes, as TSM obtidas a partir da componente oceânica de um modelo oceano-atmosfera acoplados, comparadas à utilização de um conjunto de TSM climatológica. Em detalhes, a análise do comportamento do clima do Holoceno Médio utilizando dois conjuntos de TSM avaliará os impactos do oceano, com TSM mensal

interativa (480 arquivos de TSM mensal, que alimentam o modelo mês a mês) ou TSM climatológica (um arquivo com 12 meses de TSM), forçando a circulação média global e do relacionamento desses impactos com a circulação regional. Também é de interesse comparar os dois conjuntos de TSM, a fim de avaliar as diferenças entre eles e descrever a resposta da temperatura de superfície do mar separadamente do impacto da sinergia entre concentração de CO₂ e mudanças nos parâmetros orbitais, nas simulações do HM. Para isso, inicialmente analisa-se as diferenças entre os dois conjuntos de TSM, da distribuição média mensal, além da diferença média zonal, global e hemisférica.

3.4. Análise do comportamento do MCGA do CPTEC T062L28 para o Holoceno Médio

De posse dos conjuntos de simulações (CP, HMS1 e HMS2) são analisados e comparados os ciclos anuais da radiação de onda curta (ROC) que chega à superfície da Terra, para então verificar as variações na quantidade e distribuição da ROC devido à mudança dos parâmetros orbitais. Todas as análises foram feitas com ênfase sobre a América do Sul.

As médias sazonais para os períodos de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), março, abril e maio (MAM), junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON) da temperatura, precipitação, pressão ao nível médio do mar, radiação de onda longa e circulação em baixos e altos níveis são analisadas. A idéia é verificar os padrões de grande escala associados à circulação atmosférica durante o HM e o clima presente. Em seguida, são discutidas as diferenças climáticas entre os períodos e as simulações comparadas com indícios paleoclimáticos e resultados de modelos do PMIP (Jossaume e Taylor, 1995; Valdes, 2000, dentre outros), a fim de observar como diferentes modelos captam as mudanças climáticas devidas às variações no ciclo sazonal da insolação. E, por fim, para avaliar se o MCGA do CPTEC captura as características climáticas do HM sugeridas pelos estudos paleoambientais, descritos nos trabalhos de Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000 e 2001; Mayle *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001 e Turcq *et al.* (2002), Pessenda *et al.* (2002; 2005), dentre outros, são analisados os ciclos anuais modelados da temperatura e precipitação durante o HM, para a Amazônia e

regiões Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil e, posteriormente, comparados com indicadores paleoclimáticos descritos na Tabela 2.1.

3.5. Análise dos Efeitos das Condições de Contorno sobre a variabilidade do fenômeno ENOS

O El Niño/Oscilação Sul (ENOS) origina-se no oceano Pacífico equatorial e exerce grande efeito sobre a costa oeste da América do Sul, como também influencia o sistema climático global, afetando a sociedade e a economia de vários países. Diante disso, verifica-se a necessidade de entender a variabilidade do fenômeno El Niño, no período do Holoceno Médio para assim poder compreender se a sinergia concentração de CO₂/mudança nos parâmetros orbitais induziu mudanças no fenômeno ENOS durante o HM. Para isso analisou-se o conjunto de TSM, para o Holoceno Médio, gerado pelo componente oceânica do modelo acoplado do IPSL, a fim de verificar se a mudança dos parâmetros orbitais e a diminuição da concentração de CO₂ induziu ou alterou fenômenos do tipo ENOS durante o HM.

Analisou-se a região do oceano Pacífico, conhecida como Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W), que é a região com altíssima correlação entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e a temperatura da superfície do mar (Figura 3.2).

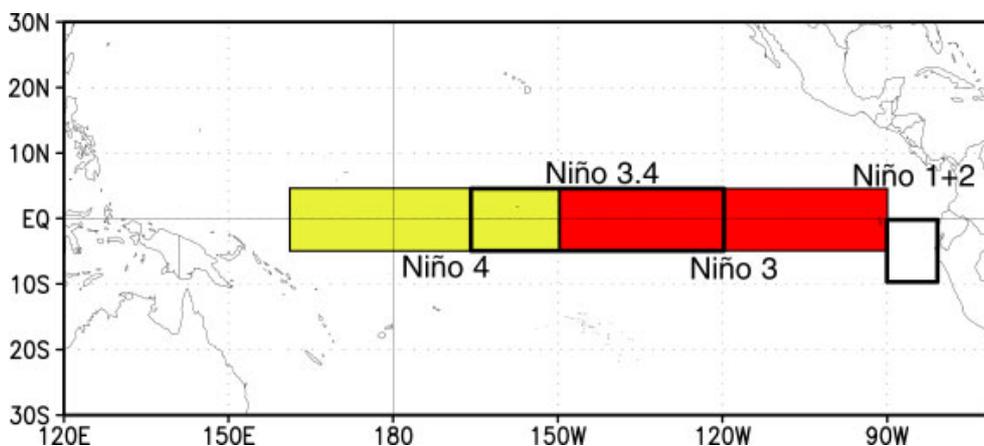


Figura 3.2 – Localização das áreas de atuação do fenômeno El Niño no Pacífico Tropical

Compararam-se as anomalias de TSM do experimento HMS2 com as anomalias dos dados atuais (1950 a 1999) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (<http://www.noaa.gov/>), para verificar a diferença entre os períodos. Posteriormente, foi utilizada a análise espectral de Fourier, que decompõe o processo em soma de senos e cossenos com amplitudes e frequências diferentes, a fim de verificar possíveis mudanças nos períodos da variabilidade do fenômeno ENOS entre o presente e 6.000 anos atrás.

As características de uma série temporal obtida a partir de transformadas de Fourier no domínio de frequência são comumente examinadas graficamente, usando uma representação conhecida como periodograma, ou linha de espectro de Fourier (Fourier Line Spectrum). Este tipo de gráfico é às vezes chamado de Espectro de Potência (Power Spectrum) ou simplesmente espectro de uma série de dados.

Na sua forma mais simples, este espectro consiste das amplitudes ao quadrado (C_k)², como função da frequência ω_k . O eixo vertical é algumas vezes numericamente re-escalado, neste caso os pontos “plotados” são proporcionais ao quadrado das amplitudes. Uma escolha para este re-escalamento proporcional está na equação:

$$R_k^2 = \frac{n/2 C_k^2}{(n-1)s_y^2}$$

A estatística R^2 , comumente calculada em regressões. Em termos de análise de variância da regressão, o numerador representa a soma dos quadrados do k-ésimo harmônico. No denominador tem-se a variância da série de dados. Observa-se, portanto, que a intensidade da relação entre o k-ésimo harmônico e a série de dados é expressa inteiramente pela amplitude C_k . Nota-se ainda que a informação da fase não aparece no espectro. Logo, o espectro leva em conta a proporção da variação nos dados originais que é referente às oscilações para as frequências harmônicas. O eixo horizontal é, em geral, simplesmente a frequência angular ω , com unidades de radianos/tempo. Uma alternativa comum é usar as frequências:

$$f_k = \frac{k}{n} = \frac{\omega_k}{2\pi}$$

que tem dimensão de tempo⁻¹. Associando períodos com as estimativas do periodograma pode ajudar a visualizar as escalas de tempo nas quais as variações importantes dos dados estão ocorrendo.

Para uma seqüência $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ o periodograma é dado por

$$I_j^{(N)} = \left| \frac{1}{\sqrt{2\pi N}} \sum_{t=1}^N x_t e^{-i\lambda_j t} \right|^2 \quad j=0, 1, 2, \dots, [N/2]. \text{ Na qual, } \lambda_j = \frac{2\pi j}{N} \text{ é a } j\text{-ésima frequência de Fourier.}$$

Este sinal pode ser ponderado por uma janela espectral (W.m) e o estimador suavizado (modificado) periodograma é então definido como:

$$\tilde{f}(\lambda_j) = \frac{2\pi}{N} \sum_{j=\lfloor \frac{N-1}{2} \rfloor}^{\lfloor \frac{N}{2} \rfloor} W_m(\lambda - \lambda_j) I_j^{(N)}. \text{ } m \text{ é o ponto de truncamento da janela. E a janela}$$

espectral é dada por: $W_m(\lambda) = \frac{1}{2\pi} \sum_{h=-\infty}^{h=\infty} w_m(h) e^{-i\lambda h}$ Para qual, w_m corresponde ao núcleo

espectral. Neste trabalho foi utilizada a janela de Parzen, cujo núcleo é definido por:

$$w = \begin{cases} 2 \left(1 - \frac{|s|}{M}\right)^3 \Rightarrow \text{se...} |s| \leq \frac{m}{2} \\ 1 - 6 \left(\frac{|s|}{M}\right)^2 + \left(\frac{|s|}{M}\right)^3 \Rightarrow \text{se...} \frac{m}{2} \leq |s| \leq \frac{m}{2} \\ 0 \Rightarrow \text{se...} |s| > m \end{cases}$$

3.6. Análise do comportamento do CPTEC PVM para o Holoceno Médio

As diferenças das climatologias mensais de precipitação e temperatura do ar à superfície entre as simulações HMS1-CP e HMS2-CP foram utilizadas como entrada no modelo de vegetação potencial do CPTEC. Diante disto, o conjunto de variáveis ambientais é calculado e o modelo de vegetação diagnostica o bioma em equilíbrio com o dado clima, para as simulações do HM com a TSM climatológica e do IPSL.

De posse dos biomas em equilíbrio para os experimentos HMS1 e HMS2, os resultados foram confrontados com o mapa de vegetação potencial natural (saída do MVPot, biomas em equilíbrio com o clima de 1961-1990) para verificar a diferença entre a vegetação do presente e do Holoceno Médio. Em seguida, são discutidas as diferenças entre a paleovegetação simulada pelo modelo MVPot e as evidências fornecidas pelos dados palinológicos, paleoecológicos e paleoclimáticos.

3.7. Significância estatística

A significância estatística das anomalias geradas pela diferenças entre campos será avaliada pelo teste t Student, o qual é normalmente utilizado em estudos de sensibilidade climática. Supondo duas amostras de tamanhos N_1 e N_2 , com médias μ_1 e μ_2 e desvios padrões s_1 e s_2 , a estatística t é dada por (Spiegel, 1972, p. 312):

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sigma \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}}, \text{ em que}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2}}$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1}}$$

Para o qual $\nu = (N_1 + N_2 - 2)$ graus de liberdade.

Nos experimentos ($N_1 = N_2 = 40$ anos de integração), os valores de t para níveis de teste de 5%, são para testes bilaterais 1,725, ($N_1 + N_2 - 2 = 78$ graus de liberdade).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Climatologia de precipitação do MCGA do CPTEC

A Figura 4.1 ilustra a climatologia sazonal da precipitação do MCGA do CPTEC para o clima do presente e a diferença entre os resultados da simulação e os dados observacionais do Xie e Arkin (1997) disponíveis de 1960 a 1991, com ênfase sobre a América do Sul. O modelo do CPTEC T062L28 foi integrado por 40 anos, no modo “ensemble” (cinco membros), os primeiros 10 anos de integração foram desprezados, e os últimos 30 anos de simulação comparados com dados observados e resultados de Cavalcanti *et al.* (2002). Observa-se que o MCGA simula as principais características do clima sobre a América do Sul. As zonas de convergência Intertropical e do Atlântico Sul são simuladas razoavelmente bem, apesar de a precipitação ser superestimada na parte sul e subestimada na parte norte da ZCIT concordando com os resultados de Cavalcanti *et al.* (2002), e na região da ZCAS a precipitação é subestimada na parte sul e superestimada na parte norte. Regionalmente, verifica-se que a precipitação é subestimada na bacia Amazônica, principalmente na faixa oeste, no entanto superestima o índice pluviométrico na faixa leste Amazônica durante o verão austral. No nordeste do Brasil e sobre os Andes a precipitação é superestimada. Esses resultados são similares aos encontrados por Cavalcanti *et al.* (2002) a partir da integração do MCGA do CPTEC-COLA.

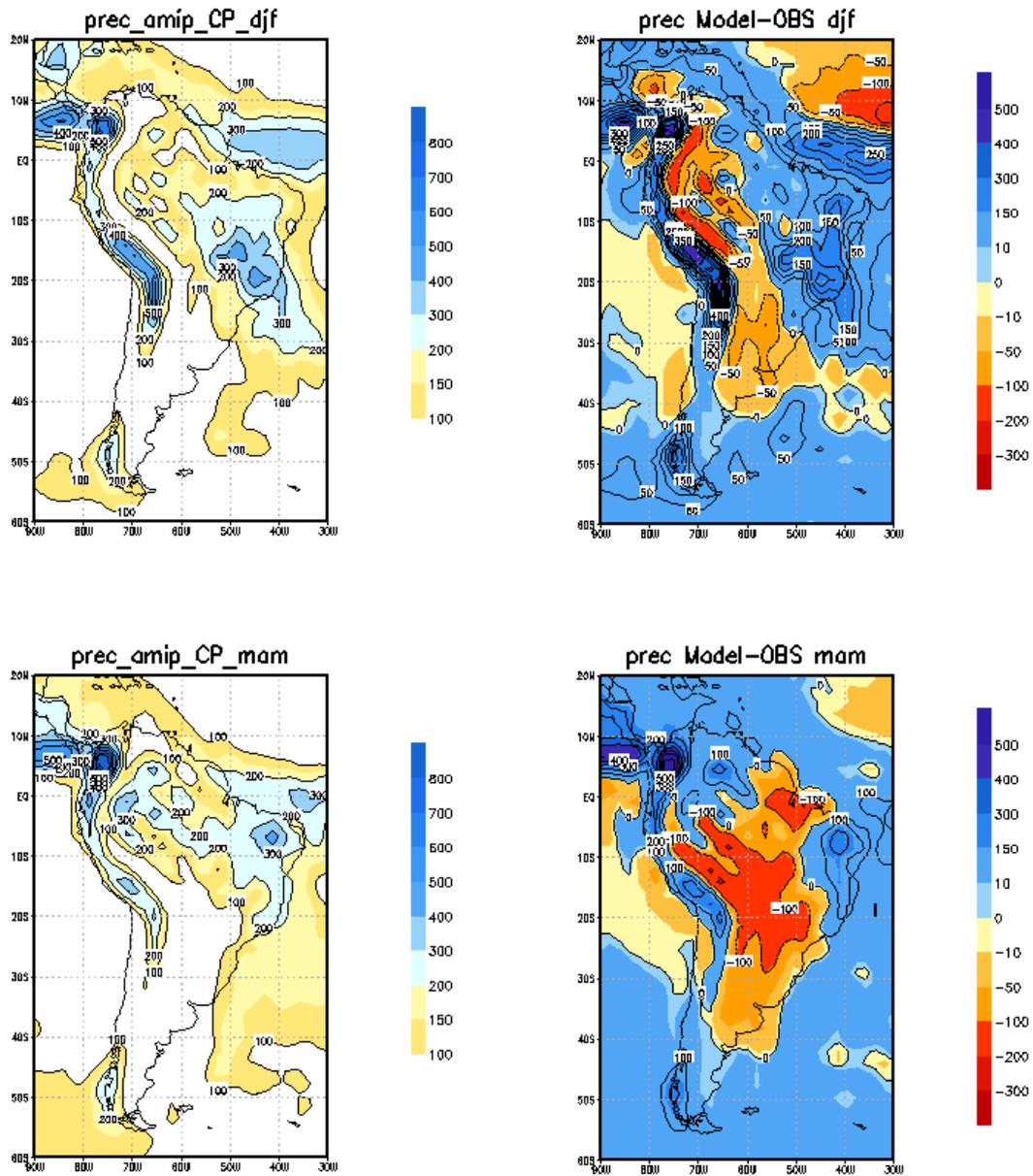


Figura 4.1 – Precipitação média climatológica simulada pelo MCGA do CPTEC (esquerda) e diferença da precipitação simulada e observada (direita) para DJF, MAM, JJA, SON. (continua)

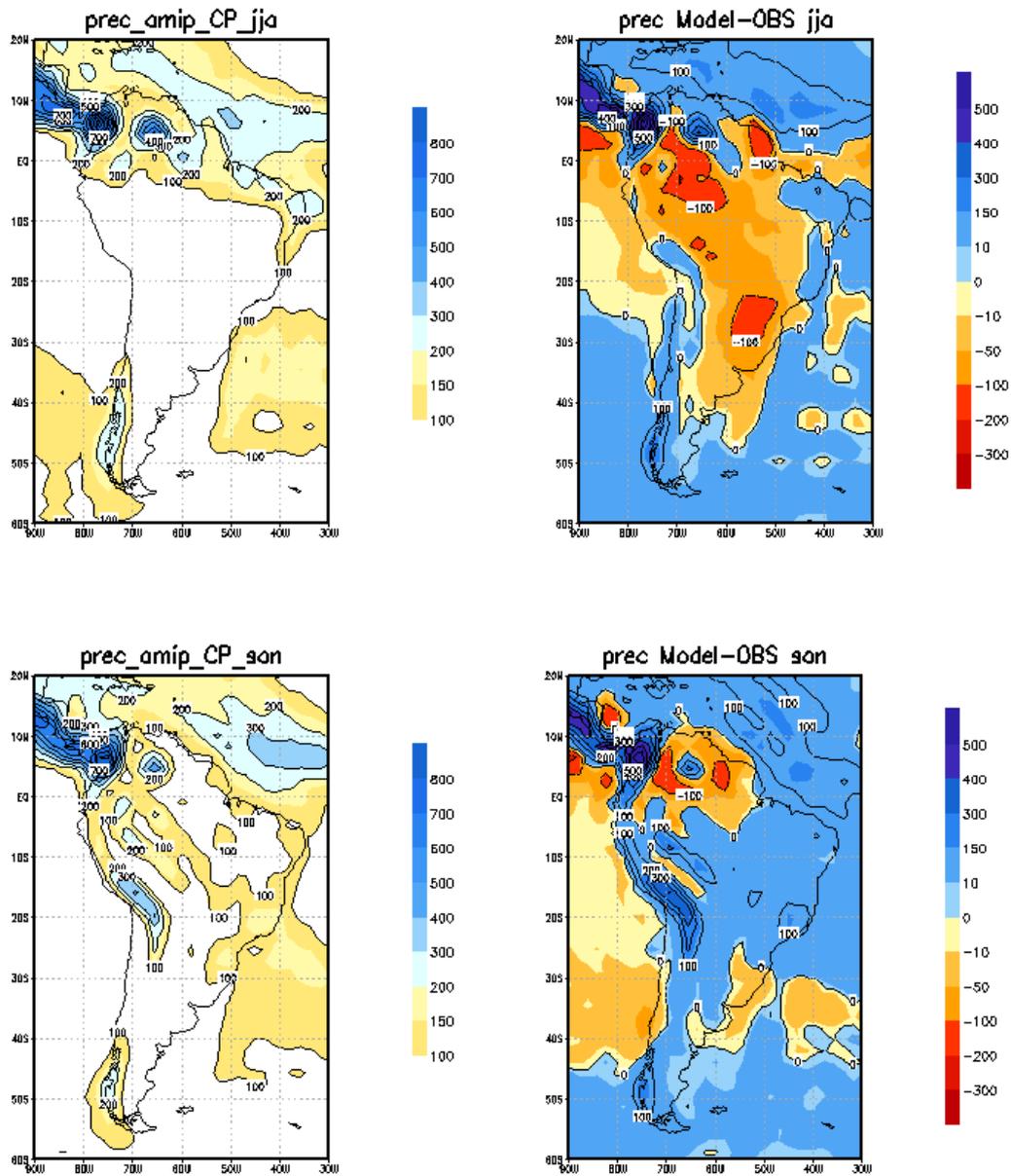


Figura 4.1 – Conclusão

4.2. Análise da Radiação de Onda Curta (ROC) no topo da atmosfera

A Figura 4.2 mostra a quantidade de radiação de onda curta (ROC) que chega ao topo da atmosfera no clima presente e a diferença do ciclo anual da quantidade ROC entre o período do HM e os dias de hoje. Verifica-se que para os dias atuais mais radiação chega ao topo da atmosfera próximo ao equador e essa quantidade diminui em direção aos pólos. Mais radiação (em torno de 450 W.m^{-2}) chega durante o verão austral (DJF) e boreal (JJA) e menos nos meses de inverno em ambos hemisférios, sendo isto o que caracteriza as estações do ano. No campo da diferença observa-se que durante o Holoceno Médio a quantidade de radiação no topo da atmosfera foi diferente dos dias de hoje, devido à mudança dos parâmetros orbitais. A Terra esteve mais próxima do sol, no inverno do Hemisfério Sul durante o HM, exatamente o oposto do presente. Como resultado, mais radiação de onda curta chegou entre abril e setembro e menos entre outubro e março, entre 0° e 30°S , desintensificando o ciclo sazonal da insolação nos trópicos do Hemisfério Sul. Verifica-se ainda, no campo da diferença entre a radiação que chega ao topo da atmosfera no HM e no clima presente, outro máximo de insolação durante o HM, no período da primavera entre 30°S e 90°S . Para o Hemisfério Norte, observa-se que o ciclo sazonal da insolação foi intensificado durante o Holoceno Médio, pois maior quantidade de ROC chegou ao topo da atmosfera durante o verão e menor quantidade durante o inverno. No Hemisfério Norte, entre junho e agosto (JJA), a insolação média aumentou $20,7 \text{ W.m}^{-2}$ (cerca de 4,7% do valor atual). Já no Hemisfério Sul, entre dezembro e fevereiro (DJF), a insolação média teve um decréscimo de $19,0 \text{ W.m}^{-2}$, durante o Holoceno Médio, o equivalente a uma diminuição de 4,8% da insolação do presente (Vettoretti *et al.*, 1998).

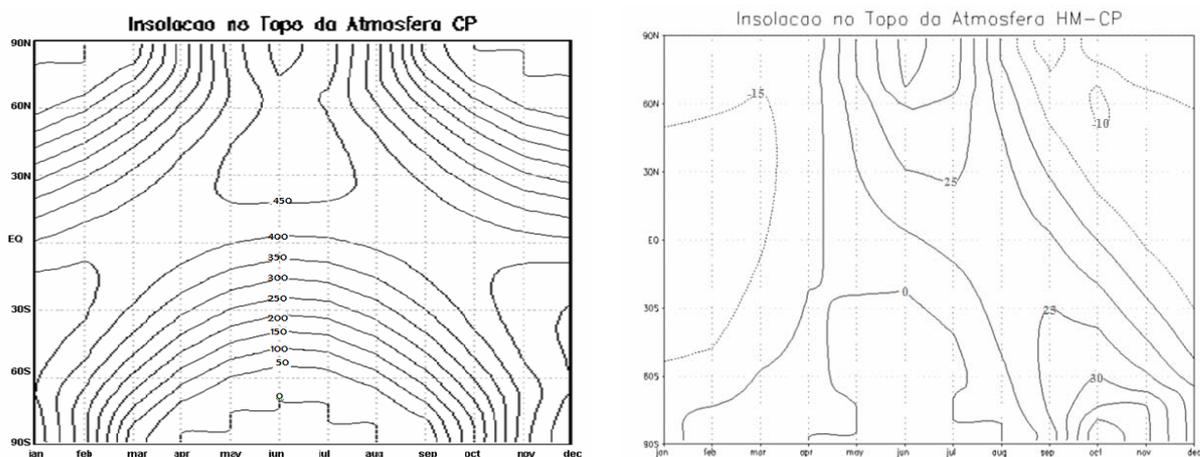


Figura 4.2 – Radiação de onda curta ($W.m^{-2}$) que chega ao topo da atmosfera (esquerda) e diferença da ROC entre o período do HM (6k) e os dias de hoje (CP) (direita).

4.3. Análise da precipitação, radiação de onda longa emergente (ROLE) e temperatura a partir das TSM Climatológicas

A Figura 4.3 ilustra o campo da precipitação média sazonal durante o HM e o campo da diferença da precipitação média sazonal entre o HM e os dias atuais (HMS1-CP), para as quatro estações do ano, DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera). Os resultados sugerem que, de maneira geral, o Nordeste brasileiro encontrava-se mais úmido (anomalias de até 20 mm durante o verão austral e possui alta significância estatística pelo teste t de Student) (Figura 4.34) há 6.000 anos atrás (HMS1), como verificado em estudos paleoambientais de Mayle *et al.* (2000) e Haug *et al.* (2001). Verifica-se ainda que a região Amazônica encontrava-se ligeiramente mais seca, principalmente na sua porção mais ao sul, no HMS1, concordando com os dados paleoclimáticos (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002). No entanto, para as estações de outono e inverno a porção norte da Amazônia encontrava-se com maiores índices de precipitação no HMS1 comparado ao presente que pode ser

atribuído ao posicionamento mais ao norte da ZCIT. A região sul do Brasil estava mais seca durante o HMS1, exceto no inverno. Essa redução da precipitação pode ser devida a desintensificação dos alísios do Nordeste em latitudes tropicais e consequentemente do escoamento de norte a leste dos Andes (próxima seção), durante o Holoceno Médio, que reduz o transporte da umidade da bacia Amazônica para a região central, sul e sudeste do Brasil, e consequentemente, influencia a formação e posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Isto causa uma redução da precipitação na posição atual da ZCAS, a anomalia (10 mm) é significativa a níveis de teste inferiores a 5%) (Figura 4.34). As regiões sudeste e central do Brasil encontravam-se ligeiramente mais seca na simulação para o HM. Esse resultado é consistente com os dados paleoclimáticos, pois, apesar de algumas evidências para a região do Vale do Paraíba e sul do Rio de Janeiro, sugerirem que o período do HM foi mais úmido, nessas regiões (Coelho *et al*, 2002 e Garcia *et al.*, 2004) outros resultados (Pessenda *et al.*, 2004; Ledru, 1993; Behling, 1997; Salgado Labouriau *et al.*, 1997; dentre outros) mostram que a região sudeste do Brasil experimentou período mais seco há 6.000 anos atrás.

Essas características podem ser reforçadas a partir do campo de radiação de onda longa emergente ou ROLE (Figura 4.4) que sugere mínimo de radiação nas regiões de máxima precipitação que é o caso da região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ZCAS e região Amazônica. O campo da diferença de radiação de onda longa, entre os experimentos HMS1 e CP, sugere como um todo um pequeno aumento da ROLE para toda América do Sul concordando com a redução da precipitação observada nos campos discutidos anteriormente (Figura 4.3).

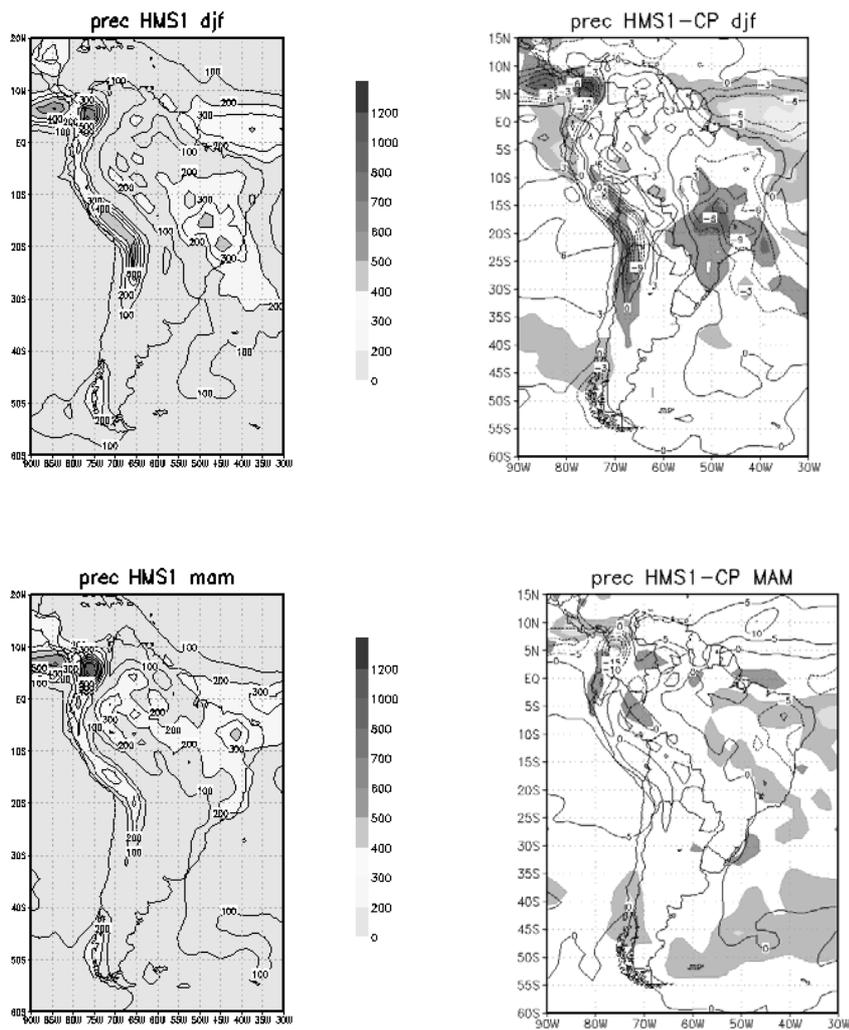


Figura 4.3 – Precipitação média sazonal (mm/mês) (lado esquerdo) e diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito), áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

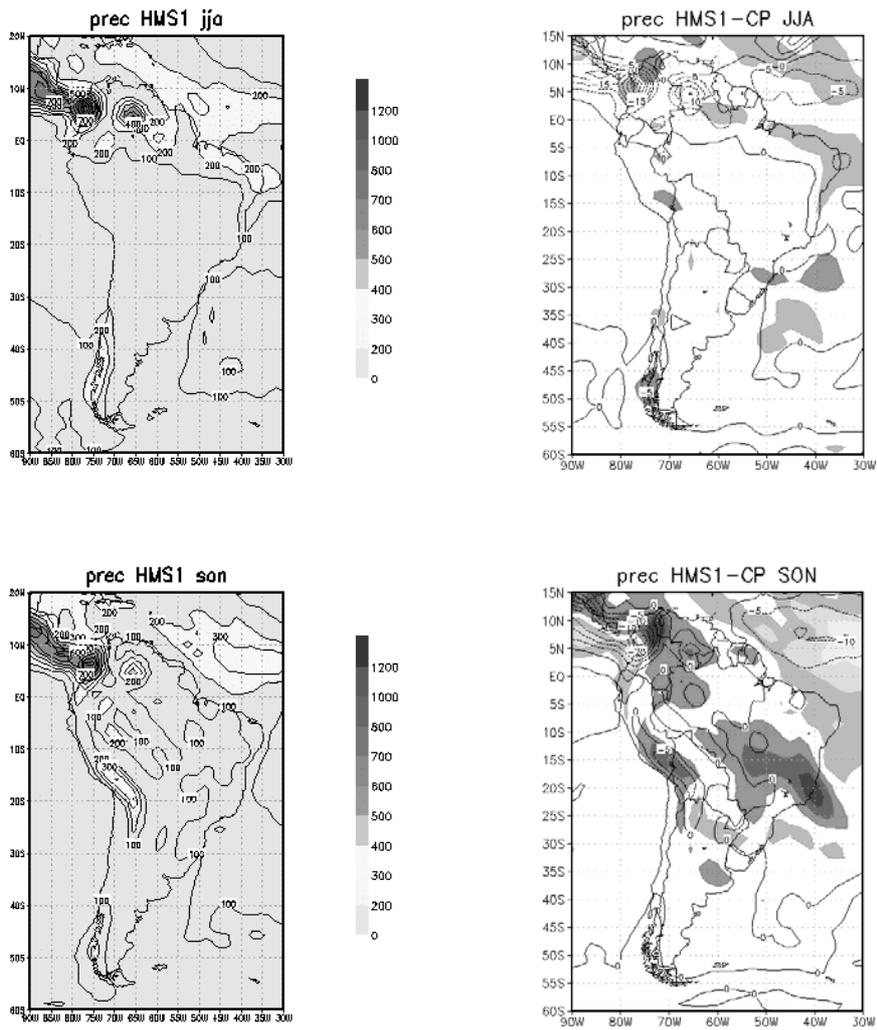


Figura 4.3 – Conclusão

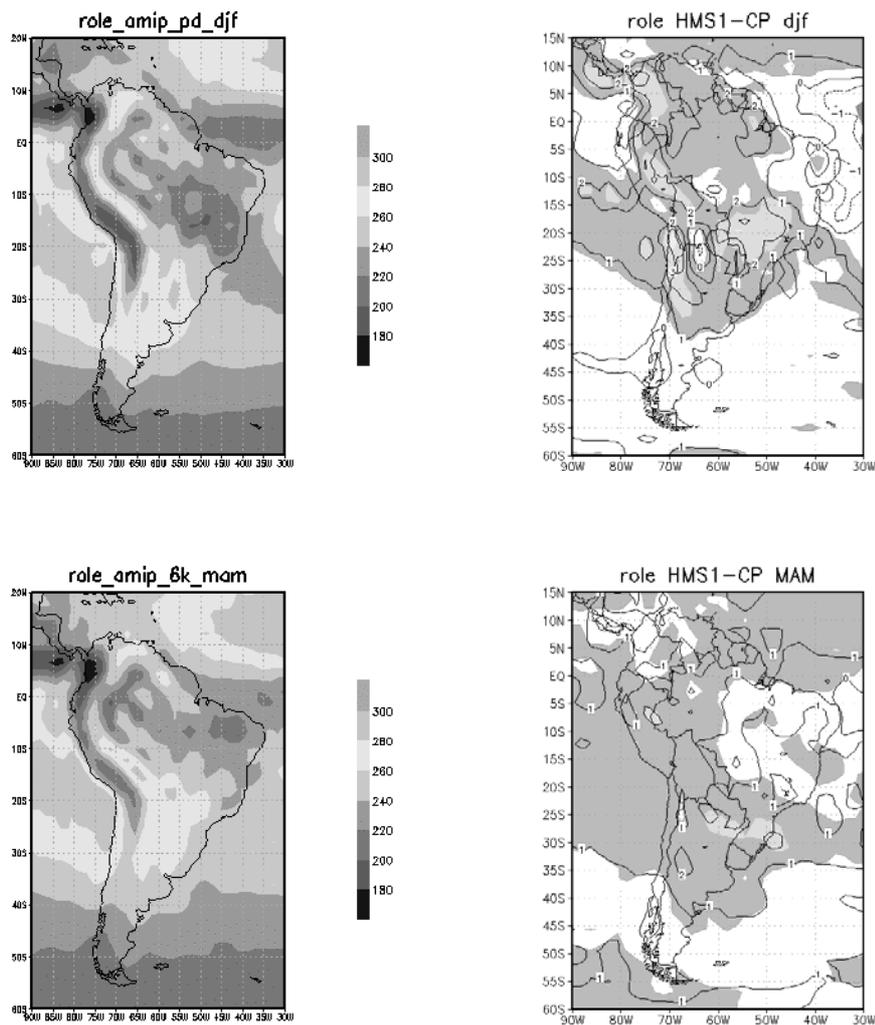


Figura 4.4 – Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal no período do HM (lado esquerdo) e diferença entre a ROLE média sazonal, entre o período do HM e os dias de hoje (HMS1-CP) (lado direito) áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

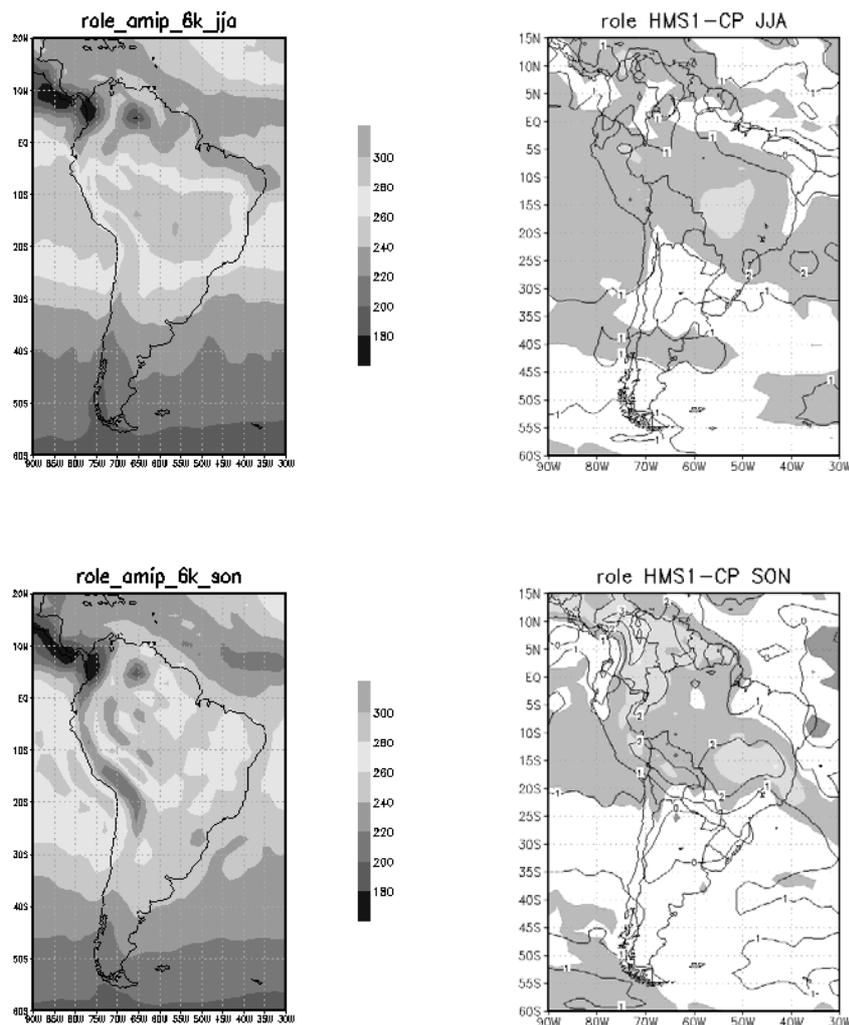


Figura 4.4 – Conclusão

A Figura 4.5 ilustra o campo da temperatura média sazonal durante o Holoceno Médio e a diferença da temperatura entre o HMS1 e os dias atuais (HMS1-CP), para as quatro estações do ano. O campo da diferença entre a temperatura média sazonal do HMS1 e o clima atual, sugere que a região nordeste do Brasil encontrava-se ligeiramente mais fria (anomalias negativas de até $0,2^{\circ}\text{C}$), com exceção da estação de inverno, para qual se observa anomalias positivas de no máximo $0,2^{\circ}\text{C}$, concordando com Valdes (2000). Sinal contrário foi verificado sobre as regiões sul, sudeste e central brasileiras, que durante o HM estiveram ligeiramente mais aquecidas (anomalias positivas superiores a

0,2°C), com exceção do inverno onde se verifica anomalias negativas de temperatura (acima de 0,3°C), as anomalias abaixo de 20°S possuem alta significância estatística pelo teste t de Student (acima de 95%) (Figura 4.35). A região Amazônica apresenta um sinal de aquecimento para o Holoceno Médio, principalmente no lado leste e oeste, já a região central da Amazônia sugere resfriamento há 6.000 anos atrás.

De forma geral, a Figura 4.5 sugere pequeno gradiente térmico sobre a América do Sul, frio na região nordeste e Amazônica e mais aquecida nas regiões central, sudeste e sul do Brasil, reduzindo o gradiente meridional de temperatura, o que pode influenciar os distúrbios transientes. Esse gradiente se inverte durante o inverno aumentando o gradiente meridional de temperatura.

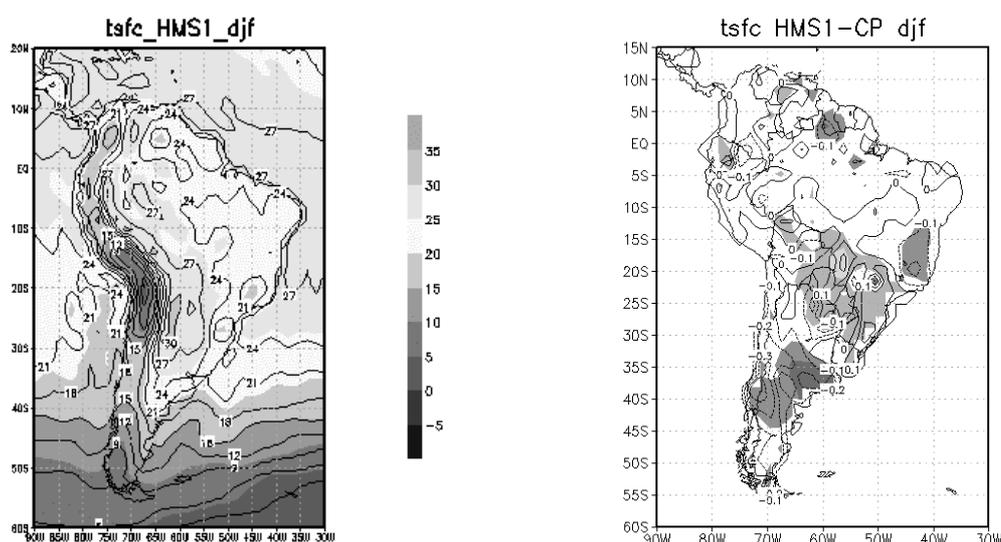


Figura 4.5 – Temperatura média sazonal (°C) no período do HM (lado esquerdo) e Diferença da temperatura média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito), áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

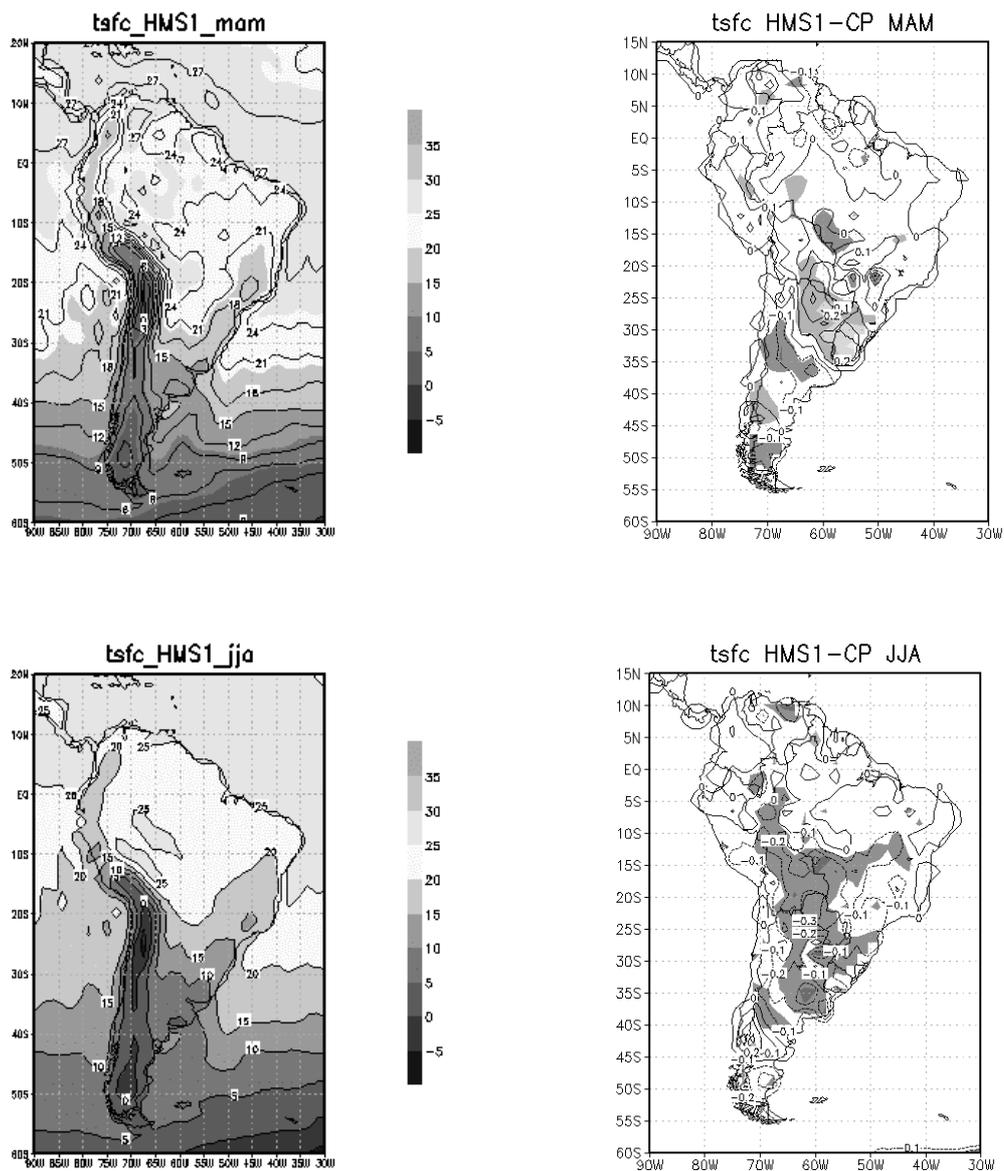


Figura 4.5 – Continuação. (continua)

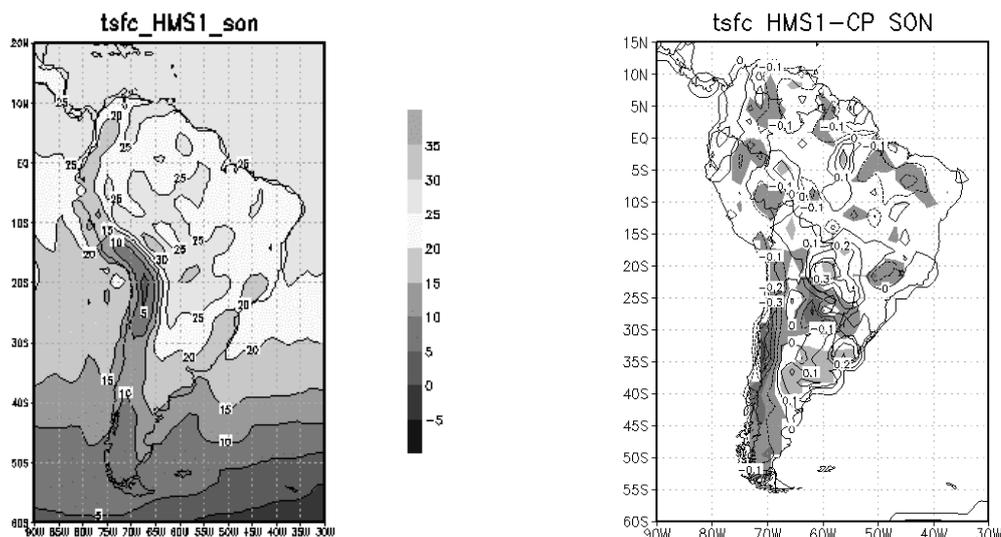


Figura 4.5 – Conclusão

Resumidamente, observou-se um comportamento mais chuvoso sobre a região Nordeste da América do Sul, durante todo o ano, no período do HM (experimento HMS1). No entanto, a região amazônica e sudeste, no período do Holoceno Médio foi marcada por uma redução das precipitações o que concorda com estudos paleoambientais de (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002). Quanto à temperatura, verificou-se um sinal de resfriamento (anomalia negativa de até $0,2^{\circ}\text{C}$) para o período de 6.000 anos atrás, durante quase todo o ano, sobre a região Nordeste. As regiões central, sudeste, sul e bordas da região Amazônica estiveram ligeiramente mais quente durante o HM, concordando parcialmente com os resultados de Valdes (2000), que analisou as estações de verão e inverno austral, a partir de simulações para o HM de 19 modelos de circulação geral atmosférica e verificou um aquecimento médio sobre a América do Sul em JJA, com máximo de $0,8^{\circ}\text{C}$ na região sudeste do Brasil. No entanto, o modelo do CPTEC exhibe aquecimento superior a $0,4^{\circ}\text{C}$, nessa região durante quase todo ano, exceto no inverno austral.

4.4. Análise da circulação de baixos e altos níveis, fluxo de umidade e pressão ao nível médio do mar a partir das TSM Climatológicas

A partir da análise da Figura 4.6 verifica-se um aumento da intensidade do fluxo médio em 850 hPa, sobre o continente, principalmente na costa leste tropical da América do Sul, no Holoceno Médio, especialmente durante o verão e outono. Isso é, principalmente, uma consequência da intensificação e proximidade do continente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este padrão durante o verão no HM é similar ao observado no outono e inverno no clima presente. Diante disso, algumas mudanças significativas podem ser observadas como:

(a) intensificação e proximidade do continente da alta subtropical do Atlântico Sul, que pode explicar o aumento da precipitação na região central da América do Sul, devido ao transporte de umidade trazido do oceano Atlântico pela ASAS. Esta, por sua vez, mais intensa e próxima ao continente, traz mais umidade e chuvas do Atlântico sul para esta área da América do Sul subtropical;

(b) desintensificação dos ventos alísios de nordeste o que pode explicar o deslocamento mais para o norte da ZCIT e diminuição da convergência dos ventos sobre a região Amazônica, consequentemente a redução da precipitação nessa região durante o Holoceno Médio e uma possível diminuição do transporte de umidade da Bacia Amazônica para a região central, sul e sudeste do Brasil, e consequentemente, influenciar a formação e posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Isto causa uma redução da precipitação na posição atual da ZCAS;

(c) desintensificação do escoamento a leste dos Andes, exceto ao sul de 20°S, que sugere uma possível influência na intensidade da circulação do jato de baixos níveis (Low Level Jet- LLJ) principalmente durante o verão, ao sul de 20°S e devido à intensificação da ASAS;

(d) Uma mudança de sinal do vento entre as estações de verão (escoamento de nordeste) e inverno (escoamento de sudeste), sobre a região Amazônica, foi observada, sugerindo que circulação tipo monção na América do Sul, também existiu no período do Holoceno Médio.

Nos dias atuais, o padrão do outono e inverno mostra um fluxo do LLJ vindo da Alta Subtropical do Atlântico Sul, a qual está mais perto do continente neste período do ano. Mesmo que os ventos do LLJ sejam mais fortes, o conteúdo de umidade é mais baixo do que o fluxo de umidade das massas de ar transportadas pelos ventos alísios durante o verão que são de origem amazônica e que também são transportados pelos LLJ (Marengo *et al.* 2004); e a ZCAS é mais fraca ou ausente nestas estações, no clima atual. Fazendo uma analogia com o HM, a circulação de verão neste período, mostra uma redução do fluxo da região Amazônica devido ao enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste, contribuindo para uma redução da precipitação nessa região. A ASAS ficou mais intensa e próxima do continente, durante o verão no HM, assim o LLJ a leste dos Andes, tornou-se mais forte, ao sul de 20°S, intensificando o transporte de umidade para a região da ZCAS (seção sul da ZCAS, principalmente). Porém, essa umidade não é proveniente da região Amazônica e sim do Atlântico Sul. Esse padrão de verão no HM é similar ao padrão de outono e inverno no CP.

Durante o inverno austral no HMS1 a ASAS foi menos intensa que no CP. Observa-se, ainda, uma redução do fluxo de norte, a leste dos Andes, sugerindo que os LLJ foram mais fracos durante o inverno no HM, similar ao clima do presente. Também, possivelmente, as frentes frias conseguiram entrar até mais ao norte da América do Sul, produzindo maior resfriamento no HM que durante os dias atuais. Como sugere os resultados de Garcia *et al.* (2004) que observaram que durante o Holoceno o clima na região do Vale do Paraíba do Sul foi mais úmido e frio que o atual, devido ao deslocamento mais ao norte das frentes frias levando massas de ar polar até o sudeste brasileiro.

O fluxo de norte, a leste dos Andes, que leva umidade da região amazônica para a parte central e sudeste do Brasil, é menos intenso no HM, sugerindo possível enfraquecimento do LLJ, nesse período. No entanto, devido a proximidade e intensificação da ASAS um possível LLJ ao sul de 20°S é intensificado durante o verão no HM, o qual, leva umidade do Atlântico Sul para a região da ZCAS, entretanto, esse fluxo é menos úmido que o transporte de umidade amazônico. Diferente do clima presente, a correlação negativa entre o LLJ tropical e a ZCAS não é observada no HM.

Todavia, vale salientar que a resolução temporal dos dados (mensal) não permite inferir a existência e intensidade dos LLJ para esse estudo.

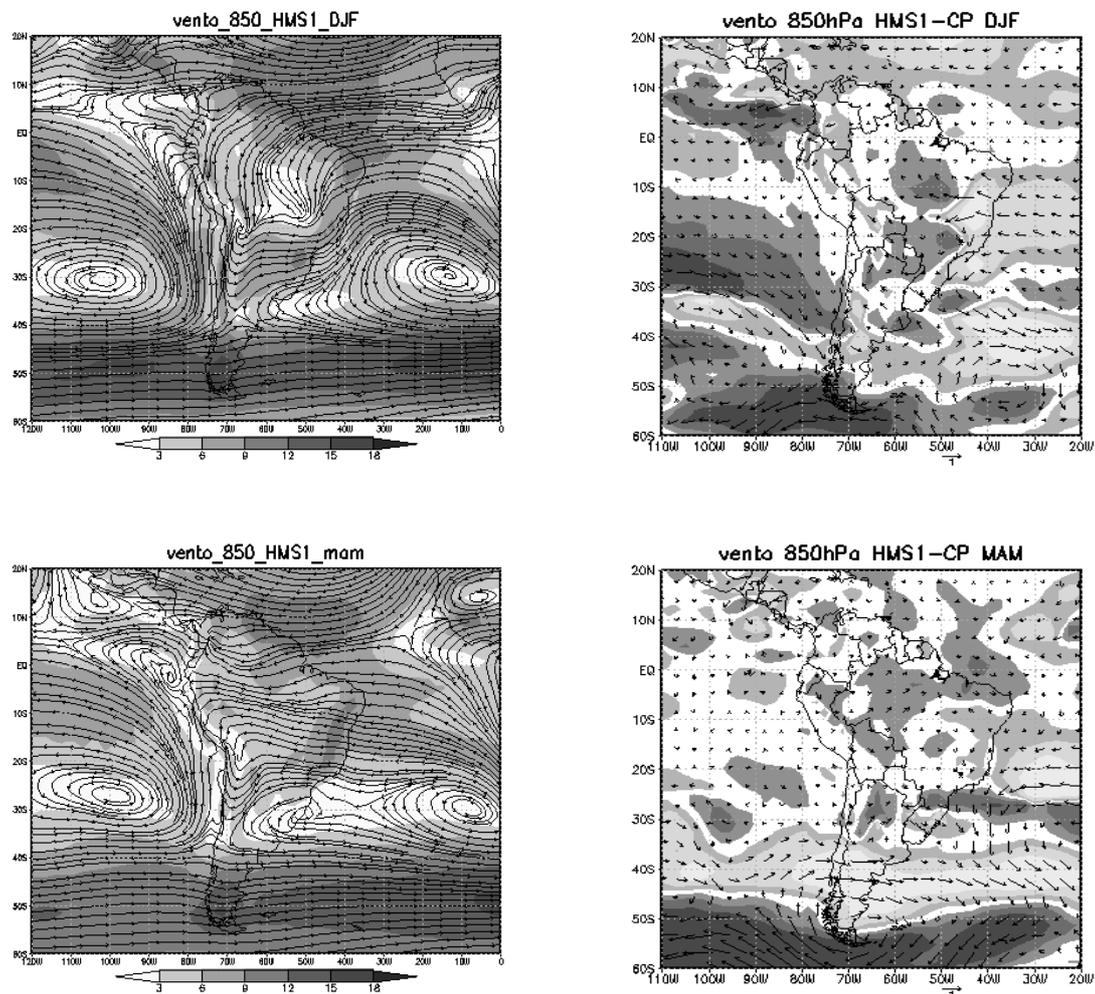


Figura 4.6 – Vento médio sazonal (m.s^{-1}) no período do HM (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (HMS1-CP) (lado direito), áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

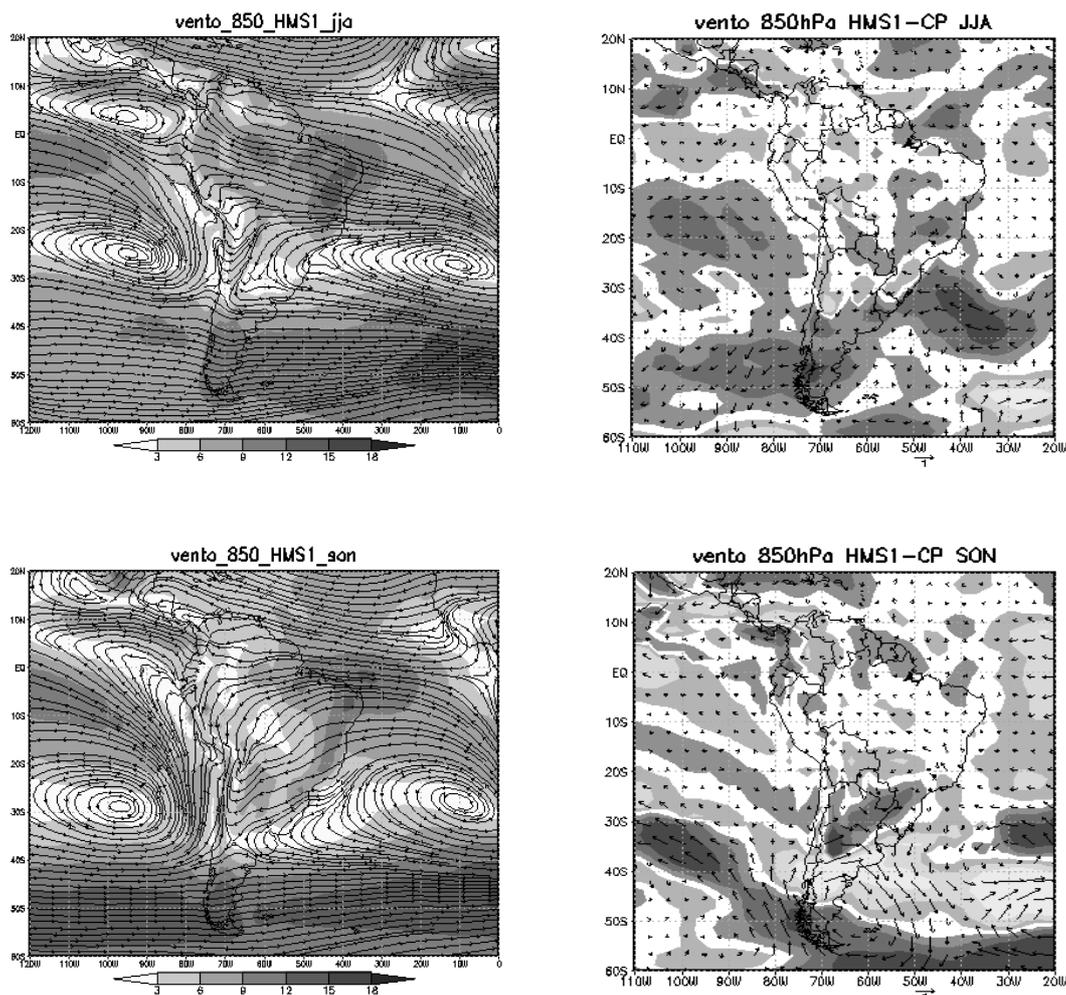


Figura 4.6 – Conclusão

A circulação média sazonal em altos níveis (200h Pa), para o período do HM e CP é mostrada na Figura 4.7. Observa-se que o padrão de inverno da América do Sul tende a ser mais zonal, visto que no verão o fluxo é mais fraco e mais meridional, especialmente próximo às costas do leste e ocidental da América do Sul. No verão a Alta da Bolívia (AB) e o Vórtice Ciclônico de ar Superior (VCAS), também conhecido como Cavado do Nordeste, são detectados, em ambas as simulações. Os estudos com modelos atmosféricos mostram que a Alta da Bolívia está relacionada com a liberação do calor latente da convecção profunda na região da Amazônia (Gill, 1980) e o calor sensível liberado pelo Altiplano boliviano (Zhou e Lau, 1998) e, como se observa durante o

verão, tem o máximo da precipitação nessa região (Figura 4.3) tanto na simulação do CP quanto no HMS1. No outono, o máximo da precipitação, relacionado à AB é encontrado no sudoeste do Amazônia somente no HMS1.

Comparando as simulações HMS1 e CP, observa-se que o posicionamento da AB e cavado do Nordeste são similares em ambos experimentos, embora o cavado do nordeste esteja ligeiramente deslocado para o oceano no verão austral, durante o HM, no entanto, as intensidades dos sistemas são ligeiramente distintas. Verificou-se o cavado do Nordeste mais intenso e a AB ligeiramente enfraquecida durante o verão austral, no experimento HMS1. Isso sugere que a circulação de baixos e altos níveis da América do Sul descreve um sistema monçônico durante o verão austral, mesmo que ligeiramente mais fraco comparado ao presente. Esse enfraquecimento reflete na desintensificação da ZCAS e no enfraquecimento da AB, com uma redução da precipitação sobre a América do Sul. Isso com exceção da região do nordeste do Brasil, onde há um ligeiro aumento da precipitação, associado ao recuo da precipitação de monção da região central da Amazônia para a costa leste do Nordeste brasileiro (Liu *et al*, 2004).

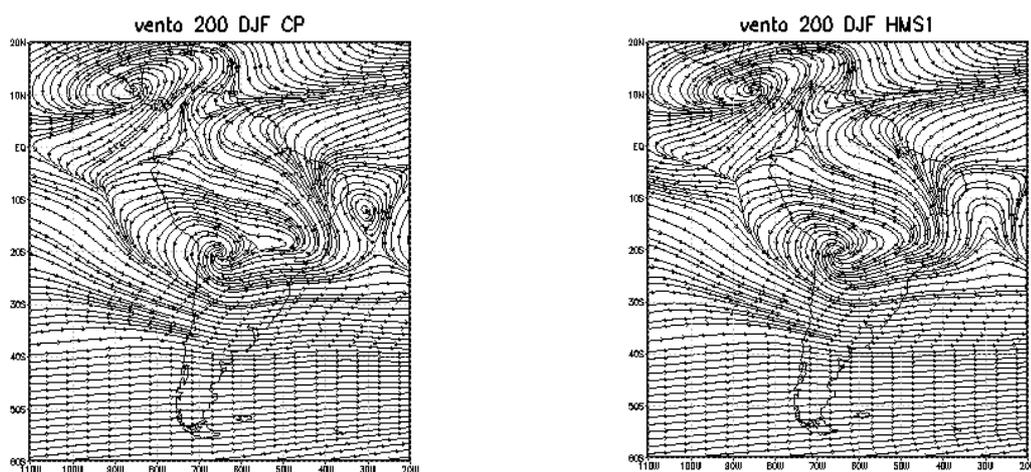


Figura 4.7 – Vento médio sazonal em 200 hPa ($m.s^{-1}$), (lado esquerdo) na simulação do CP e (lado direito) no período do HM. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

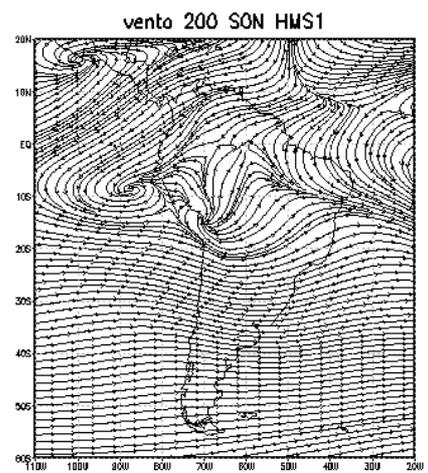
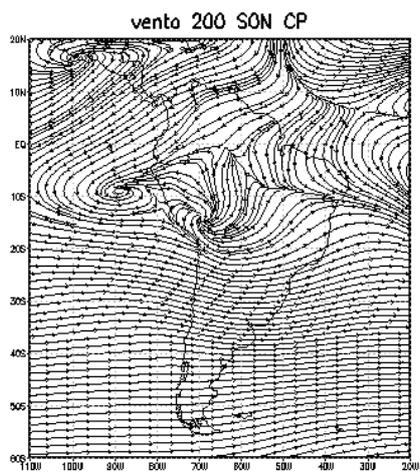
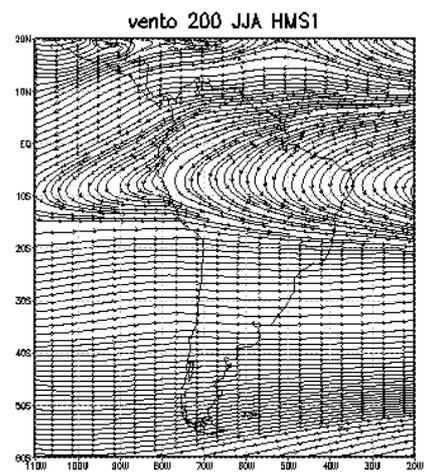
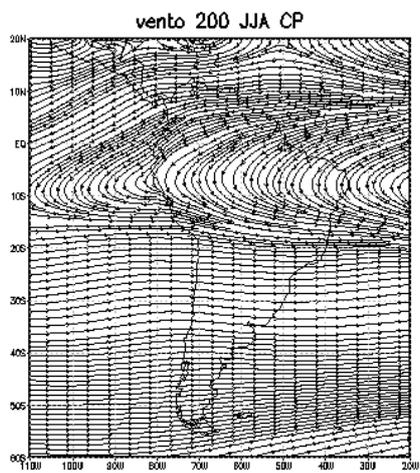
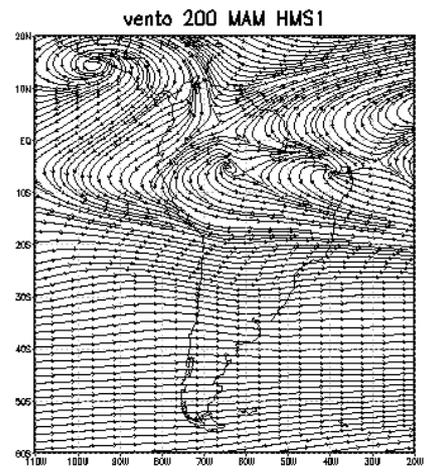
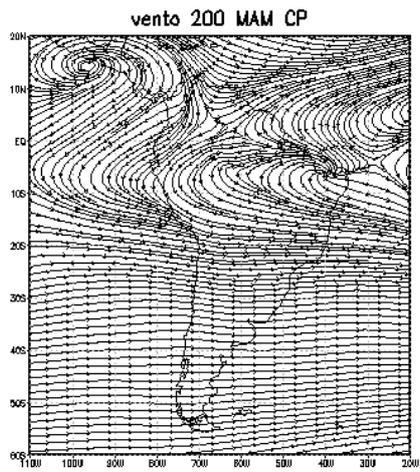


Figura 4.7 – Conclusão

A Figura 4.8 mostra a diferença do fluxo sazonal médio em 200 hPa, entre os experimentos HMS1 e CP, e sugere uma desintensificação da corrente de Jato Subtropical (entre 20°S e 35°S), exceto no verão e inverno e uma ligeira intensificação da corrente de Jato Polar (entre 35°S e 70°S), sobre o continente sul-americano, exceto no inverno no HM. Durante o HM mais energia estava disponível no equador e menos nos pólos (principalmente entre abril e setembro), aumentando o gradiente meridional da temperatura. Em uma tentativa de se estabelecer o equilíbrio termodinâmico, a célula de Hadley (próxima seção) foi acelerada em seu ramo descendente, em torno de 30°S, no verão austral, determinando a intensificação do Jato Subtropical e conseqüentemente da ASAS, que nesta estação encontrava-se mais próximo ao continente.

O aumento no gradiente térmico meridional (norte-sul) determina também um aumento nos transientes, como frentes frias, devido à intensificação do cisalhamento meridional do vento. O campo da diferença da circulação em 850 hPa (Figura 4.6) exibe um cavado na região central sul da Argentina que se intensifica durante o HM. Isso poderia determinar um aumento na frequência das perturbações (frentes frias) durante esse período, o que pode explicar a intensificação da corrente de Jato Polar na simulação HMS1.

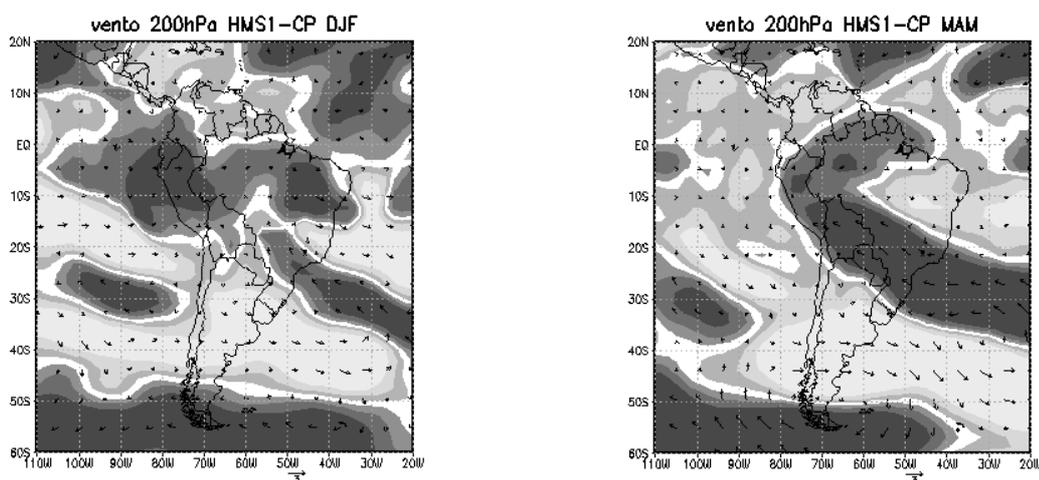


Figura 4.8 – Diferença do vento médio sazonal em 200 hPa ($m.s^{-1}$), entre HMS1 e CP, áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

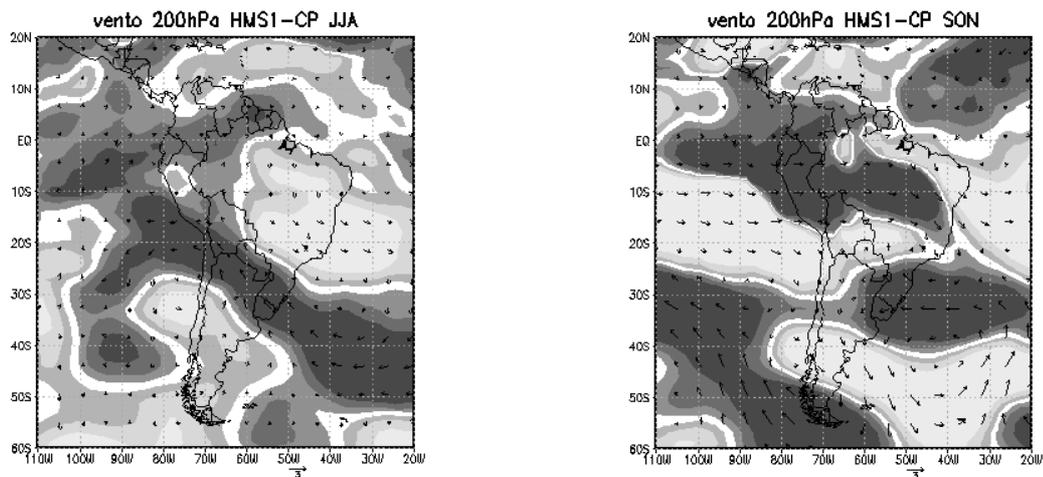


Figura 4.8 – Conclusão

A Figura 4.9 apresenta o fluxo de umidade integrado da superfície até 300hPa, média sazonal no período do HM (experimento HMS1) e a diferença do fluxo de umidade médio sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (HMS1-CP), para as quatro estações do ano. Verifica-se que o transporte de vapor d'água é principalmente de leste para oeste, nas baixas latitudes, devido aos alísios, e de nordeste nas altas latitudes, por consequência da circulação da alta subtropical.

A principal característica do campo da diferença do fluxo de umidade (Figura 4.9) é que o transporte de vapor d'água oceano-continente é aumentado durante o período do Holoceno Médio, principalmente na costa Atlântica, sul da América do Sul e no Nordeste brasileiro. Isso também foi constatado por Kohfeld e Harrison (2000) que a partir da análise de dados de lagos, verificaram condições mais úmidas que o presente, em quase todo o globo, com exceção do interior da América do Norte e oeste da Europa. Pode-se observar também que o transporte de umidade do oceano Atlântico Tropical para a região Amazônica é reduzido na simulação HMS1, especialmente no outono. Isso explica a diminuição da precipitação nessa região. O transporte de umidade da região Amazônica para a região central e sudeste do Brasil, foi menor no HM, que pode ter influenciado no posicionamento e intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul há 6.000 anos atrás.

No inverno, a simulação HMS1 mostra um pequeno aumento no fluxo de umidade (Figura 4.9) de sul sobre a Região centro-oeste do Brasil, que poderia ser explicado pela penetração de sistemas frontais, como acontece durante o verão nos dias atuais. Isso causa um aumento da precipitação nessa região durante o HM. Como discutido anteriormente, no inverno austral no HM houve uma desintensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, semelhante ao ocorrido no clima presente. Essa ASAS menos intensa facilitaria a penetração de frentes frias, as quais conseguiram entrar até mais ao norte da América do Sul, produzindo maior resfriamento e possíveis chuvas na região central do Brasil e sul da Amazônica, no HM.

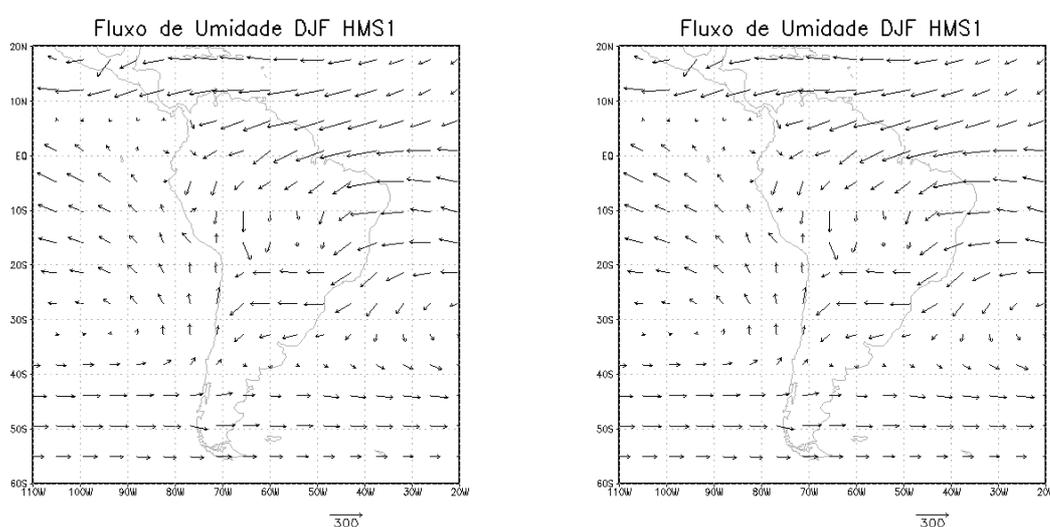


Figura 4.9 – Média sazonal do fluxo de umidade integrado da superfície até 300hPa ($\text{Kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), no período do HM (lado esquerdo) e diferença do fluxo de umidade médio sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (HMS1-CP) (lado direito). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

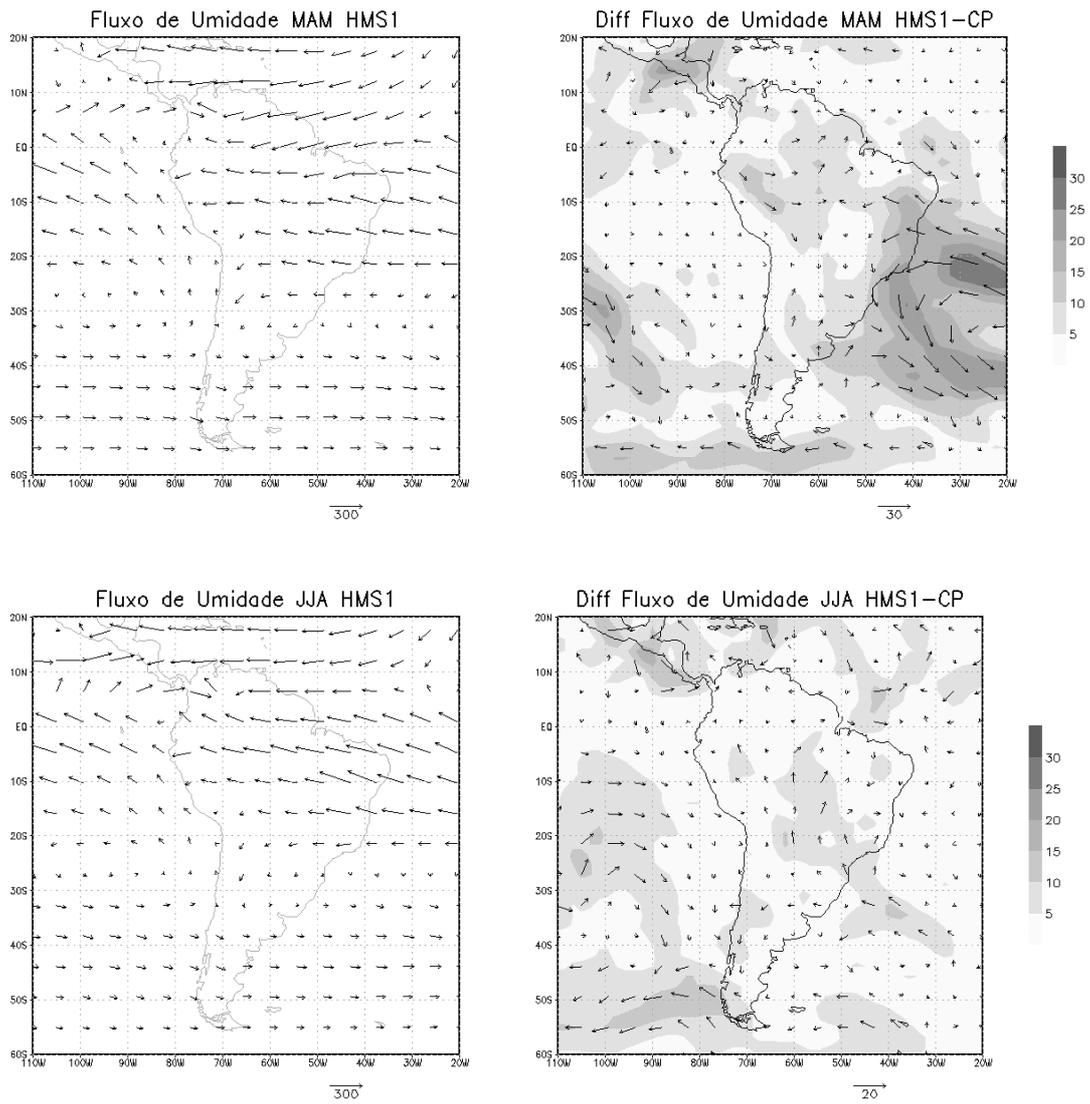


Figura 4.9 – Continuação. (continua)

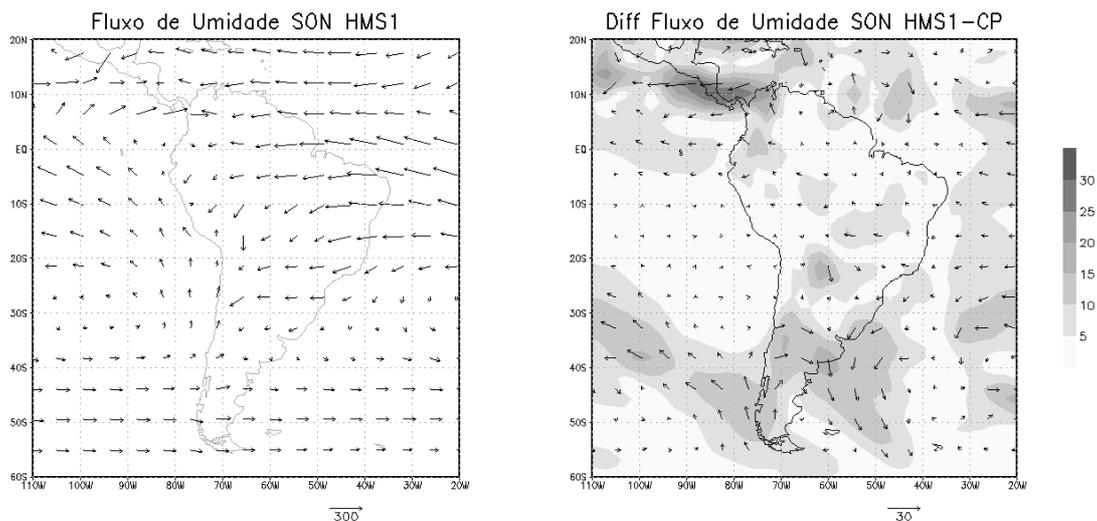


Figura 4.9 – Conclusão

A Figura 4.10 ilustra a média sazonal da pressão ao nível médio do mar (PNMM) para todo o globo, para o experimento HMS1 e a diferença entre os experimentos HMS1 e CP, para as quatro estações do ano. Verifica-se que para o experimento HMS1 a distribuição do campo da pressão é muito similar a dos dias de hoje, apresentando as regiões de baixa pressão próximo aos pólos, altas pressões nos subtropicais e o cinturão de baixa pressão na faixa equatorial, observadas atualmente em ambos os hemisférios. No campo da diferença, entre os experimentos HMS1 e CP, observa-se que as diferenças são sutis. No geral, o campo da diferença sugere uma intensificação da ASAS e uma ligeira desintensificação da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), durante quase todo ano, com exceção da estação da primavera austral, quando se observa uma intensificação da ASPS, além da intensificação da baixa do Chaco. Este último aspecto pode explicar um aumento da precipitação no noroeste da Argentina e Chile, para esse período.

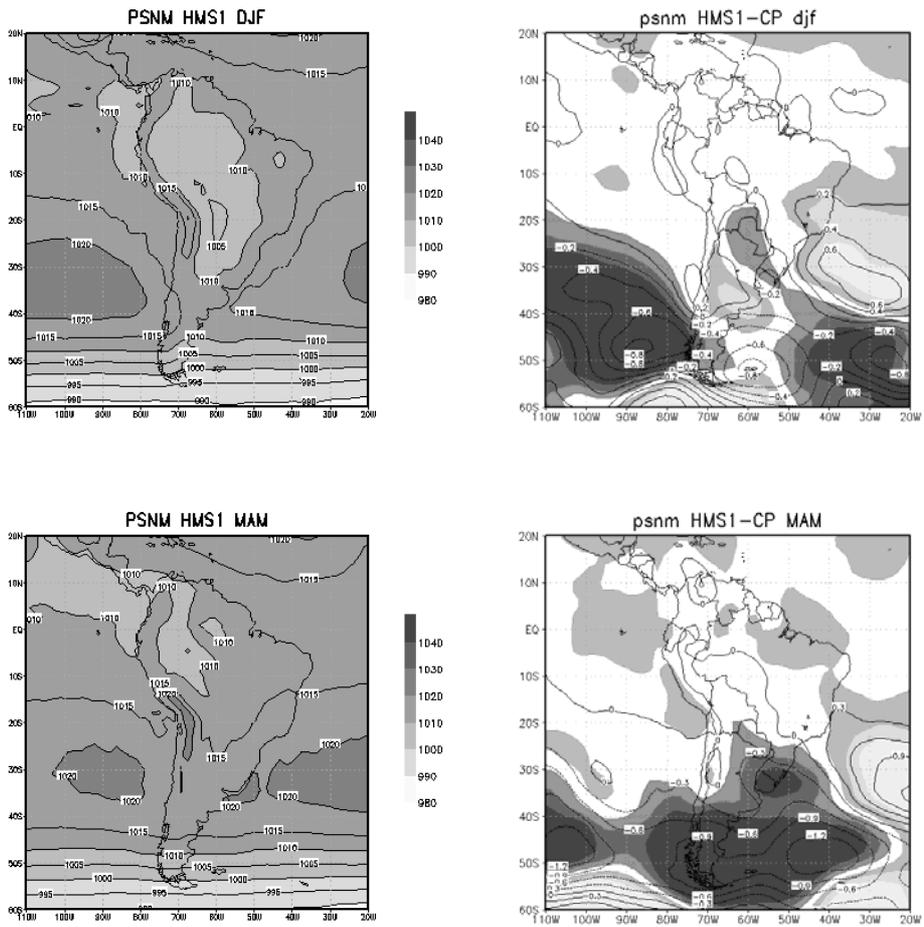


Figura 4.10 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) média sazonal no período do HM (lado esquerdo) e diferença da PNMM média sazonal, entre HMS1 e CP (lado direito), áreas sombreadas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

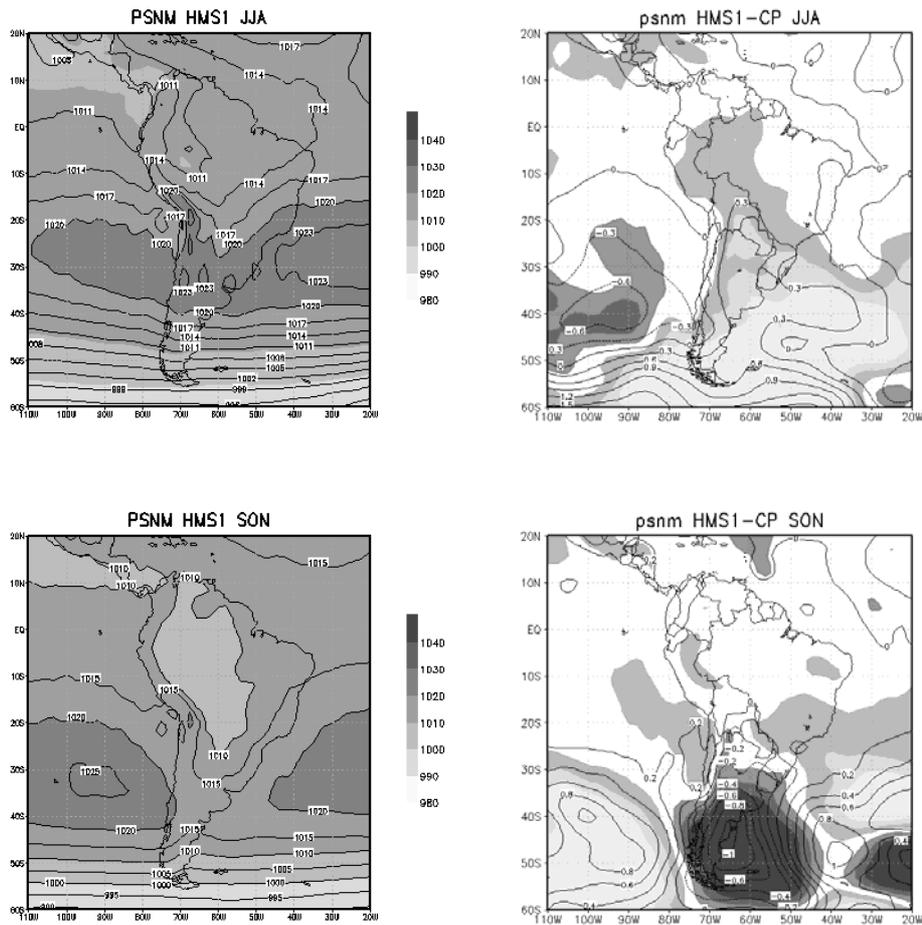


Figura 4.10 – Conclusão

4.5. Análise da circulação de Hadley e Walker a partir das TSM climatológica do AMIP

No clima do presente, nos trópicos, a circulação atmosférica é caracterizada por uma circulação meridional, denominada célula de Hadley. Hou e Lindzen (1992) mostraram que pequenas mudanças na distribuição do aquecimento tropical podem alterar profundamente a intensidade da célula de Hadley e a baroclinicidade nos extratropicos. Isso pode modular o transporte de ondas nas médias e altas latitudes, resultando numa significativa mudança no clima global.

As células de Hadley e Walker apresentam movimento de ar ascendente nas regiões onde a atmosfera está sendo aquecida pela liberação de calor latente em nuvens convectivas profundas. O movimento de ar descendente na célula de Hadley ocorre nas latitudes subtropicais no Hemisfério Sul e Norte, dessa forma existindo um resfriamento da atmosfera por perda radiativa. Esse movimento inibe a formação de nuvens nessas regiões, que apresentam baixa precipitação. Importantes variações sazonais de precipitação estão associadas à migração norte-sul (em consequência do movimento aparente do Sol) das regiões de movimentos ascendentes e descendentes nessas células.

Para avaliar se a mudança nos parâmetros orbitais conduziu a perturbações no clima do HM, as variações na circulação de Hadley foram examinadas. A Figura 4.11 mostra o comportamento médio da célula de Hadley nas quatro estações do ano, para o período do Holoceno Médio e a diferença entre o HM e o CP. Essa análise foi realizada a partir de seção transversal zonal 70°S a 70°N. A célula de Hadley começa a se estabelecer em novembro e a desintensificar a partir de março (não mostrado). Os meses de maior intensidade são os de novembro a fevereiro. Os resultados sugerem mudanças significativas entre os períodos do HM e os dias de hoje. Observa-se nitidamente sua formação no verão, com ramo ascendente no Hemisfério Sul (entre 10°S-equador) e norte (entre equador-10°N) e descendente entre 25°S-45°S e 15°N-45°N, sendo mais forte no Hemisfério Norte. Nessa estação durante o HM verifica-se uma intensificação da célula no Hemisfério Sul e do ramo descendente no Hemisfério Norte. A célula aparece nas demais estações no Hemisfério Norte e quase desaparece no sul. Resumidamente, verificam-se apenas a sua existência durante o verão e o seu quase desaparecimento no outono e inverno do Hemisfério Sul e não se observa diferença no posicionamento da célula entre os períodos.

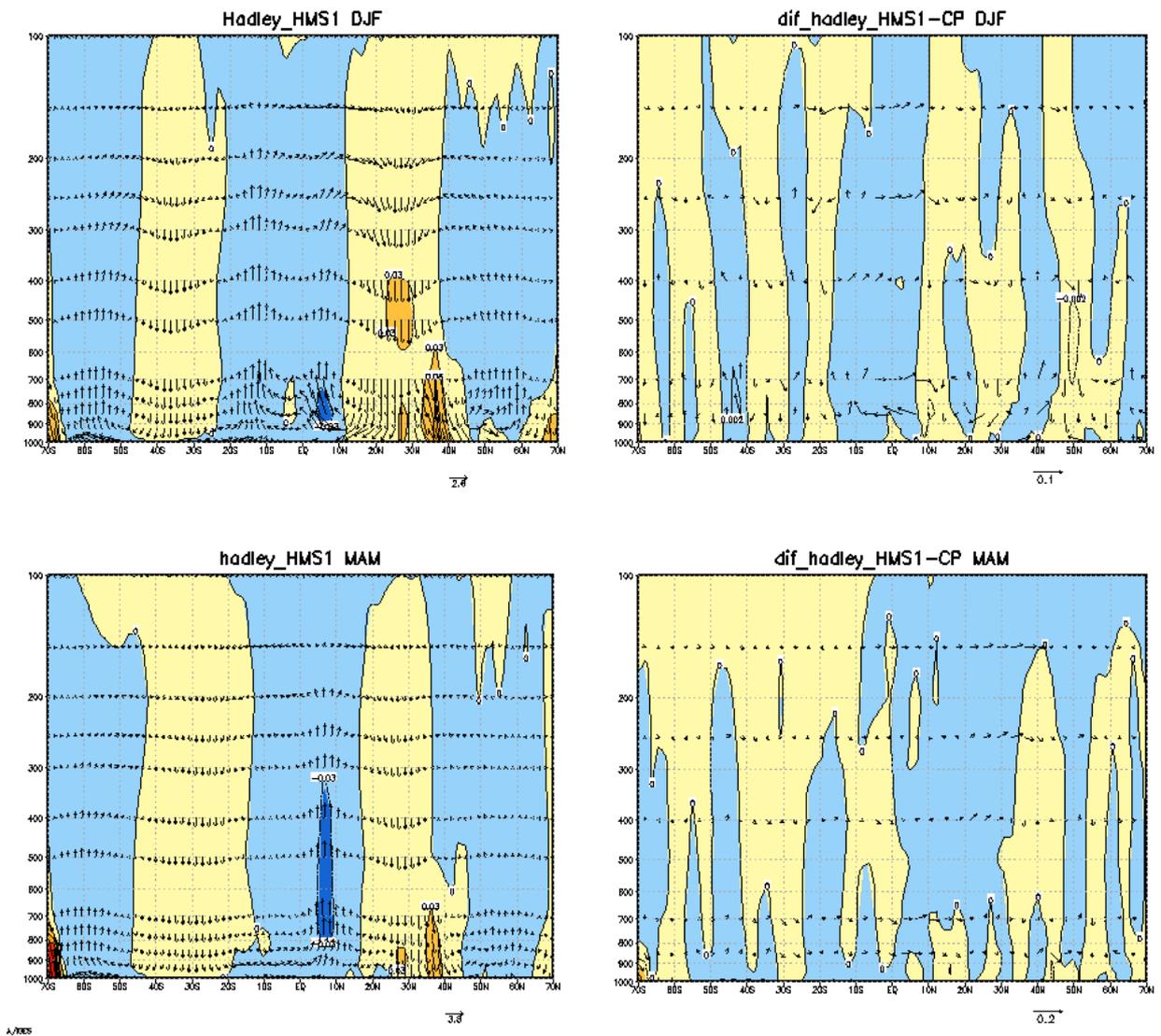


Figura 4.11 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical na seção transversal zonal 70°S a 70°N (média entre 180°W a 180°E), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o HM (esquerda) e diferença entre o HM e o CP (direita). (continua)

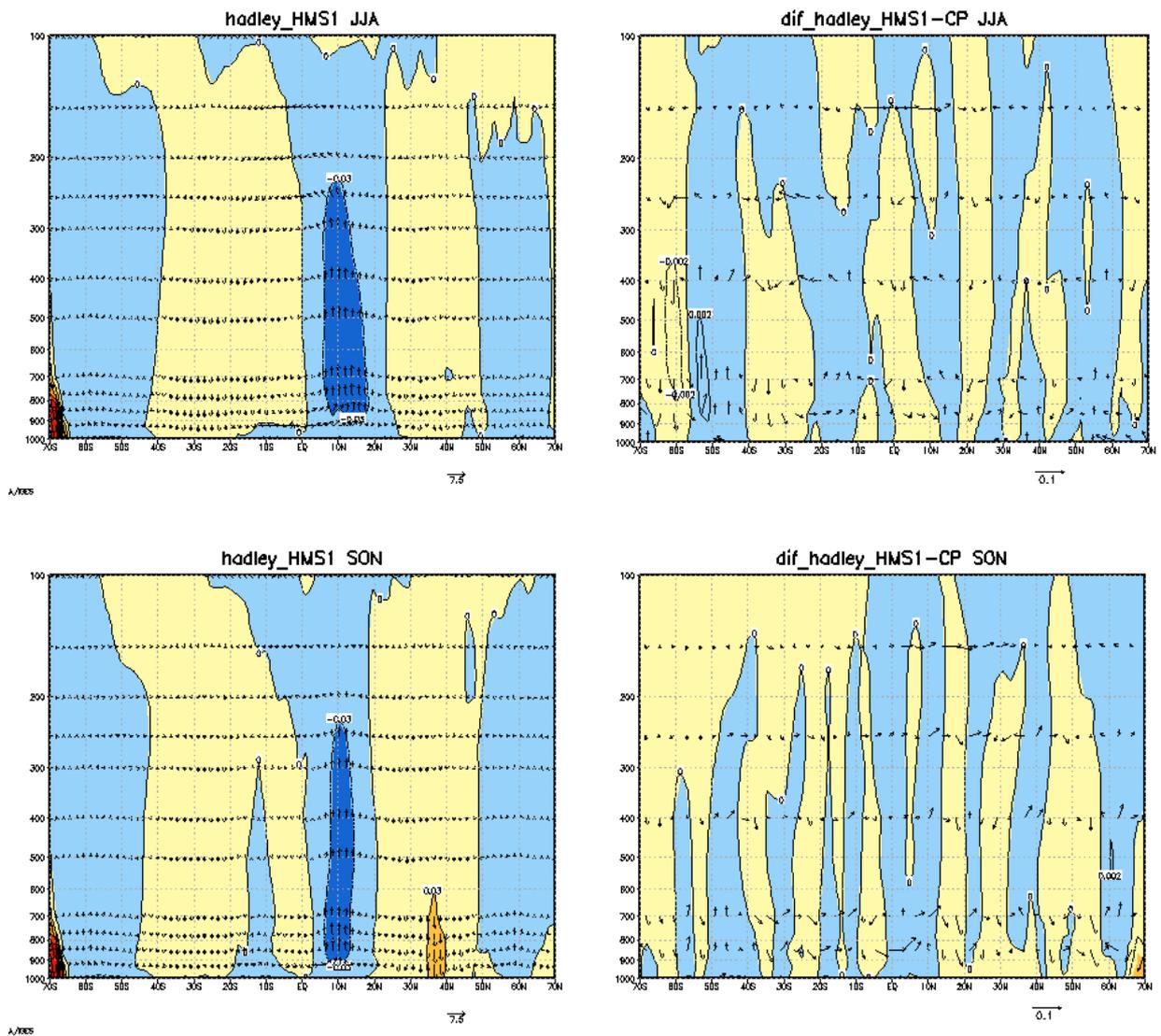


Figura 4.11 – Conclusão

Na simulação da circulação média zonal, destacando a célula de Walker, para o verão austral (DJF) (Figura 4.12), estão presentes o ramo ascendente de grande escala sobre a Bacia Amazônica (60°W), sobre o sudeste da Ásia (aproximadamente em 90°E), sobre o Pacífico entre 140°E e 180°E e um ramo adicional sobre a África tropical (aproximadamente 25°E). No experimento HMS1 esses ramos ascendentes são ligeiramente mais fracos comparados ao clima presente, com exceção do ramo sobre o sudoeste da Ásia e no Pacífico em torno de 180°E, os quais são um pouco mais intensos no HMS1. A ligeira desintensificação do ramo ascendente sobre a região Amazônica

pode ser devido ao deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical o que também explica a redução da precipitação nessa região.

O ramo ascendente da célula de Walker sobre a Amazônia (60°W) é ligeiramente deslocado para oeste (~80°W) nas demais estações do ano. E também se mostra menos intenso na simulação HMS1.

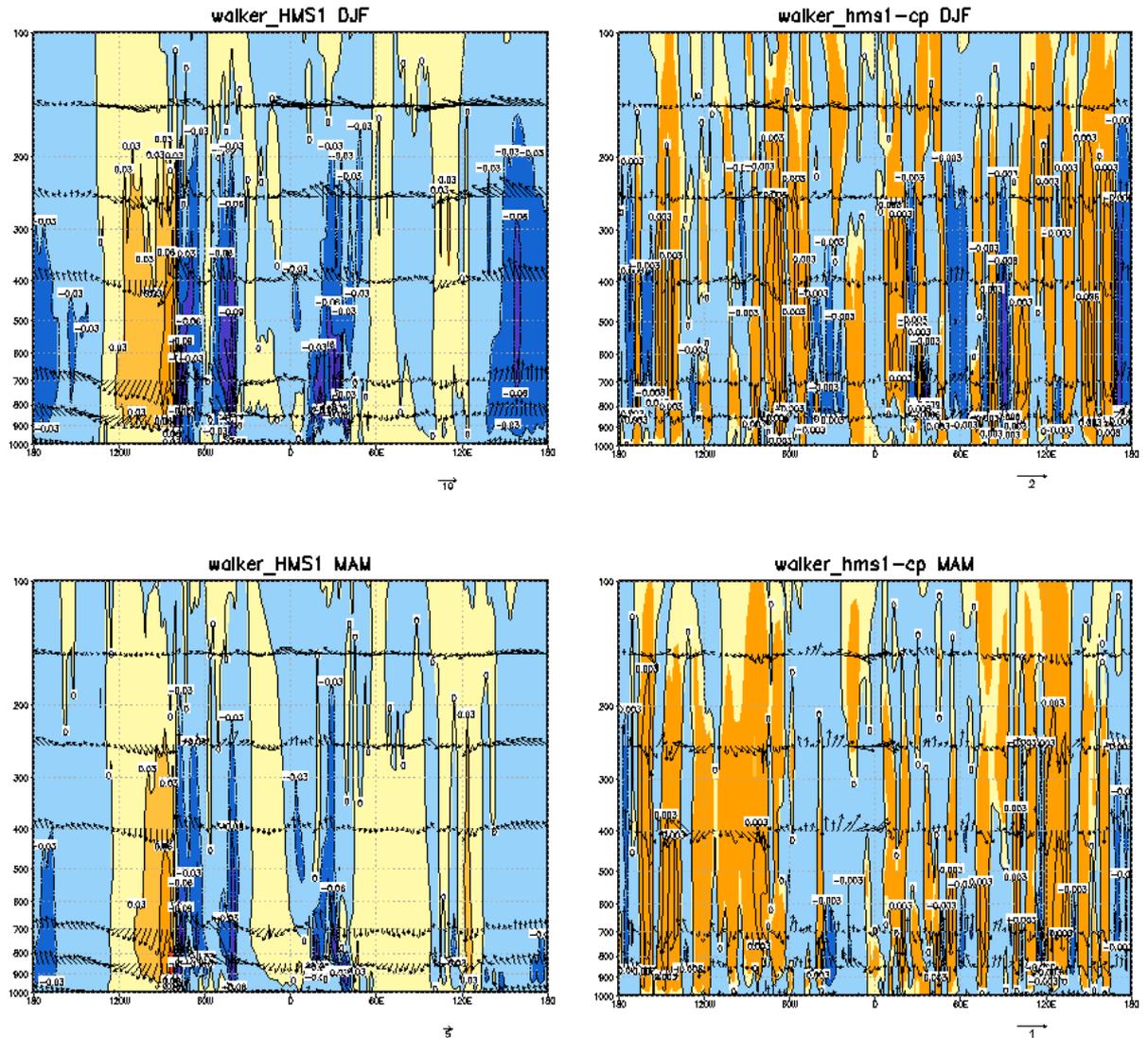


Figura 4.12 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal meridional 180°W a 180°E (média de 20°S a 5°N), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o período do HM (esquerda) e a diferença entre os períodos (direita). (continua)

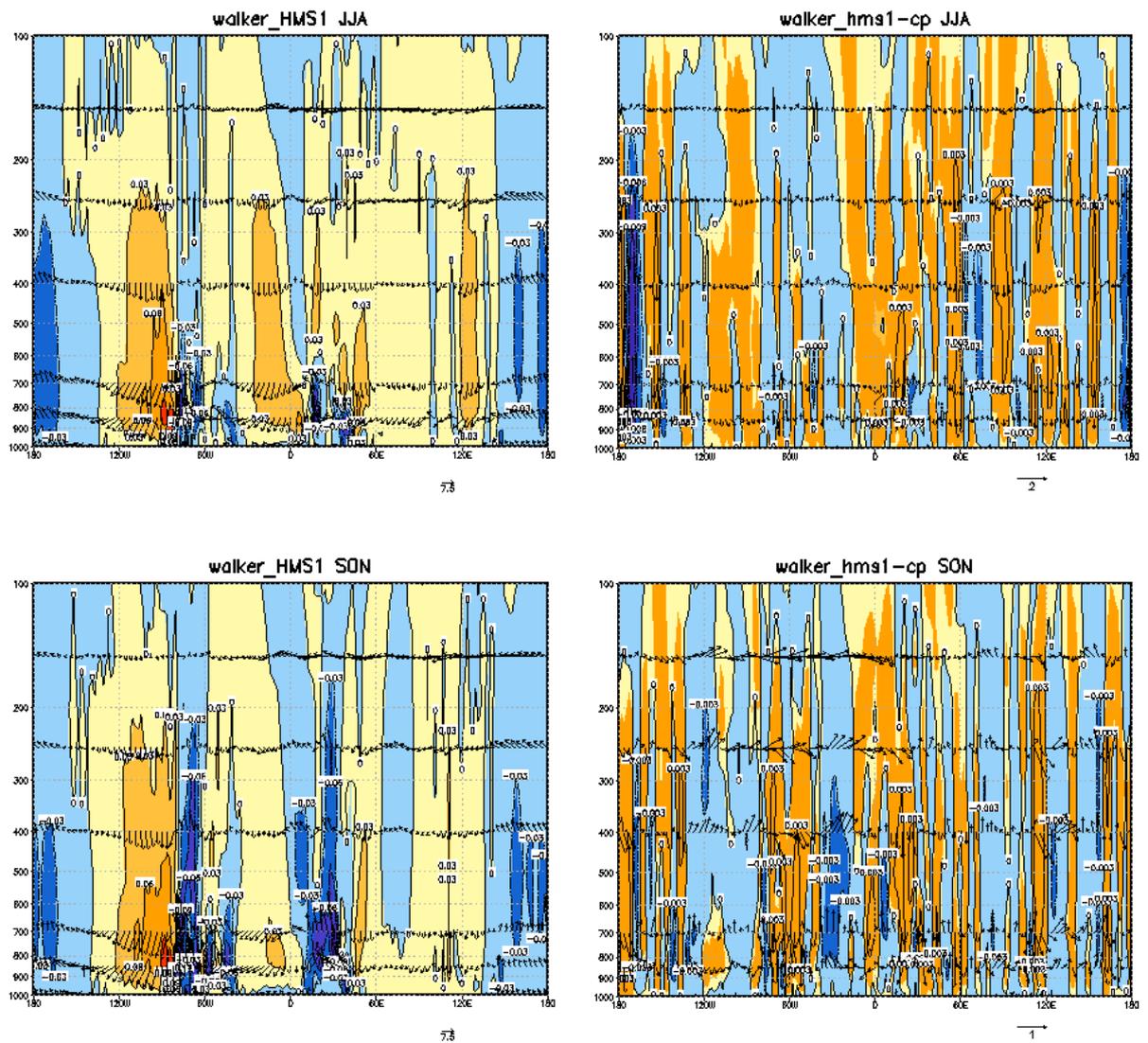


Figura 4.12 – Conclusão

4.6. Análise das diferenças entre as condições de contorno: TSM Climatológica (AMIP) e do IPSL

A Figura 4.13 mostra o ciclo médio anual zonal da temperatura média da superfície do mar, TSM climatológica para os dias de hoje (preto) e gerada pelo modelo do IPSL (vermelho) para o HM: (a) média para todo o globo e (b) média para o Hemisfério Sul. A média zonal das TSM geradas pelo modelo do IPSL sugere um oceano mais frio, para o período do Holoceno Médio, em torno de 3°C comparado as TSM climatológicas, durante todo o ano. Na Figura 4.13(a) observa-se que as TSM do AMIP possuem máximo em maio/setembro e mínimo em dezembro/janeiro. Ao contrário das TSM do IPSL, que apontam máximos em julho e novembro e mínimos em março/abril, o que concorda com a quantidade de radiação de onda curta (ROC) que chegou ao topo da atmosfera para o período do HM, que mostra máximos de radiação em julho e novembro.

Ao evidenciar apenas o Hemisfério Sul, verifica-se que apesar das TSM do IPSL sugerirem um oceano mais frio (em torno de 3°C) os ciclos anuais de ambas são similares, possuem a mesma fase com um pequeno retardo. As TSM do AMIP possuem máximos em fevereiro/março e mínimo em agosto, enquanto as TSM geradas pelo modelo oceânico do IPSL possuem máximos em dezembro/janeiro e mínimos em junho/julho, concordando com a quantidade de radiação que chega ao topo da atmosfera para o período do HM, que possui um máximo no Hemisfério Sul em outubro/novembro.

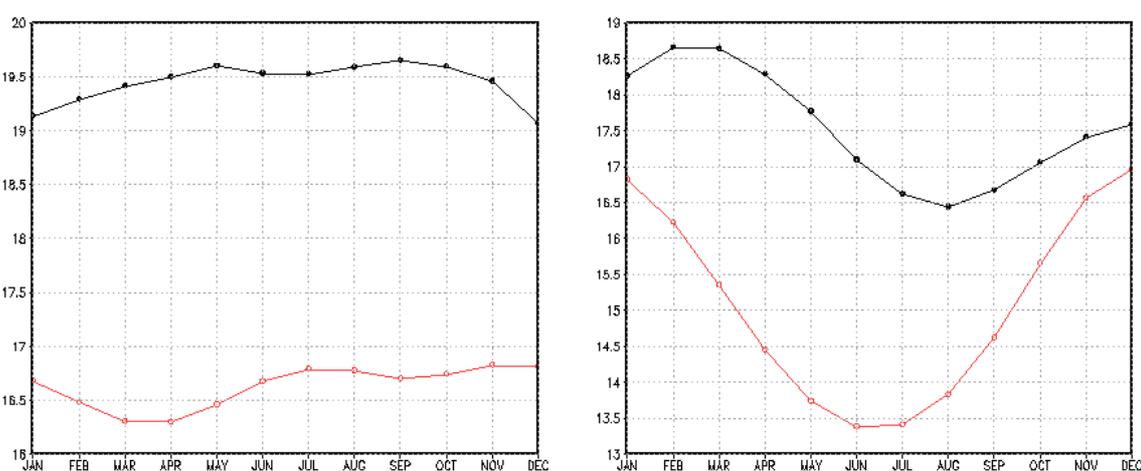


Figura 4.13 – Ciclo médio anual zonal da temperatura da superfície do mar: (a) média global da TSM do AMIP (preto) e TSM do IPSL (vermelho) e (b) média para o Hemisfério Sul da TSM do AMIP (preto) e do IPSL (vermelho).

A Figura 4.14 ilustra a diferença entre as TSM do IPSL e climatológica para todo o globo durante o ano. As principais características da TSM do IPSL comparada a TSM climatológica é que o modelo do IPSL simula um oceano mais frio (anomalias negativas em torno de -4°C), durante quase todo ano, e também simula um aquecimento, na Costa oeste equatorial da América do Sul, com anomalias positivas variando de $+2^{\circ}$ a $+6^{\circ}\text{C}$. Sugere um resfriamento na região da alta subtropical do Atlântico Sul, com anomalias negativas de até -8°C e, com menor intensidade na costa leste e norte da América do Sul. Este viés frio poderia talvez afetar a intensidade e deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua atuação no regime de chuvas da região norte e nordeste do Brasil. Fazendo com a ZCIT se posicione mais ao norte da sua posição atual, durante o outono e inverno devido ao aquecimento no Pacífico, na costa sudoeste dos Estados Unidos (10°N - 45°N), e no Atlântico, no oeste do continente Africano (15°S - 15°N), usando as TSM simuladas pelo modelo IPSL.

De maneira geral, a TSM gerada pelo modelo do IPSL, a qual foi usada como condição de contorno para o experimento HMS2, sugere que os oceanos estiveram mais frios, com algumas regiões específicas um pouco mais aquecidas, como é o caso da região equatorial, Costa oeste dos Estados Unidos da América e o Estreito de Bering. Esses resultados são coerentes com os de Braconnot *et al.*, (2000) que analisaram o desempenho do modelo acoplado do IPSL e verificaram as diferenças entre uma simulação climatológica para o clima presente e o conjunto de TSM de Reynolds (1998). As diferenças sugerem viés frio em áreas tropicais (oeste do Pacífico) de até 4°C , anomalias positivas de até 6°C próximo dos pólos, principalmente no pólo sul, viés quente na costa oeste dos Estados Unidos, Estreito de Bering e costa oeste do Peru.

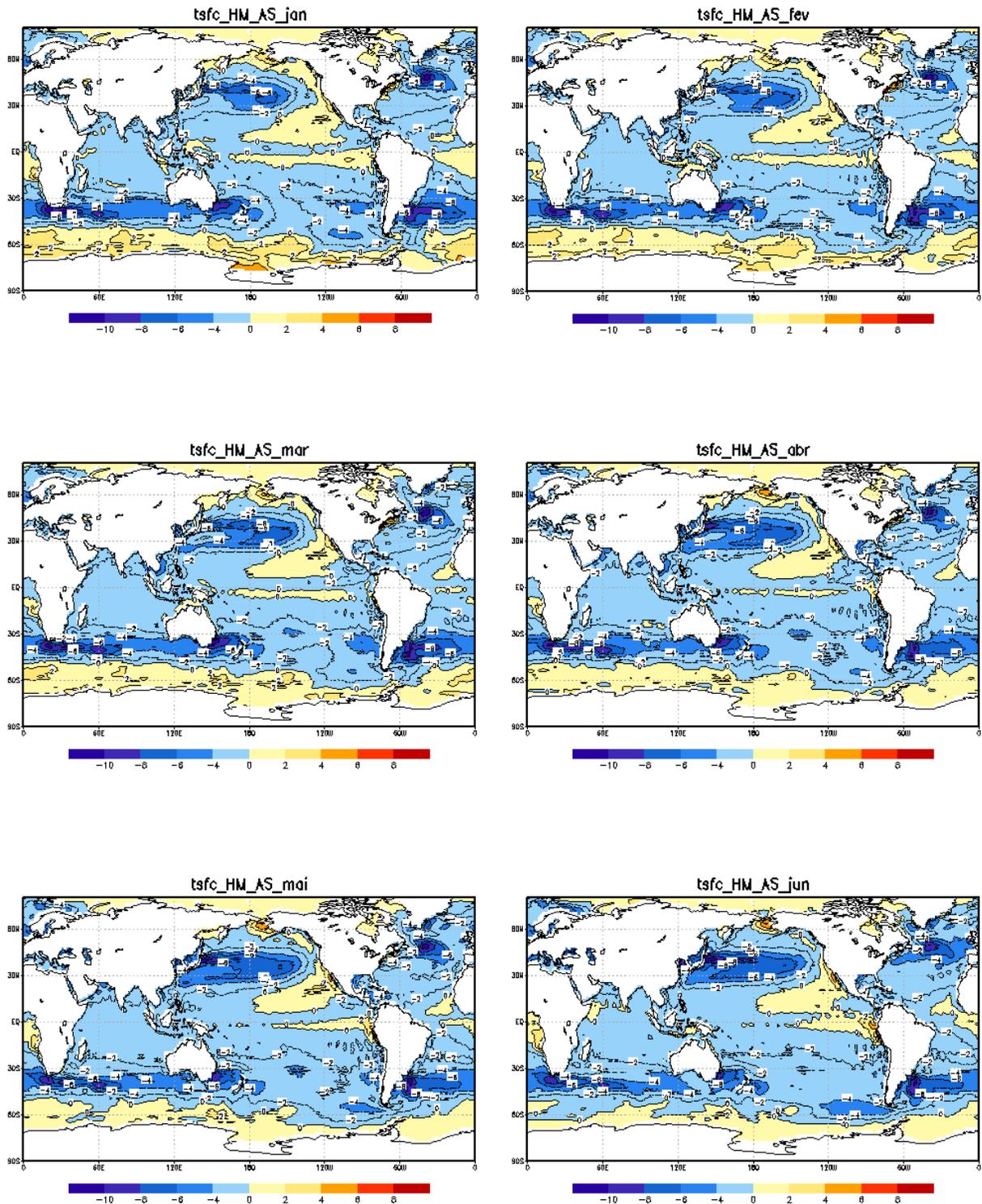


Figura 4.14 – Diferença da temperatura média do mar gerada pelo modelo do IPSL e as TSM do AMIP. (continua)

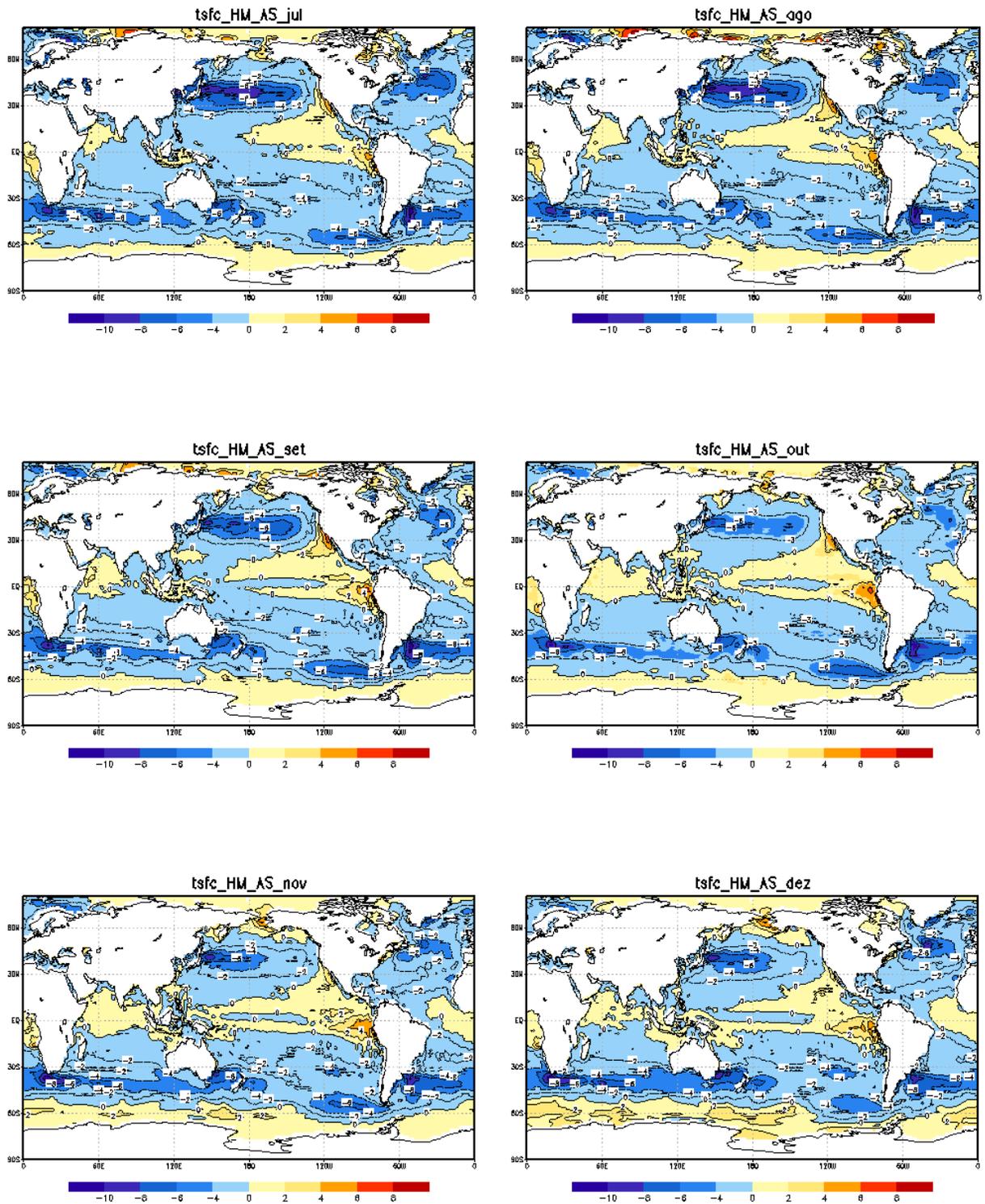


Figura 4.14 – Conclusão

4.7. Análise da precipitação e temperatura a partir das TSM do modelo acoplado do IPSL. Comparação entre o HMS1 e HMS2

A Figura 4.15 ilustra a precipitação média sazonal no período do HM, a partir das TSM do modelo acoplado do IPSL, e a diferença da precipitação média sazonal entre os experimentos HMS2 (40 anos de simulação a partir das TSM do modelo do IPSL) e HMS1 (simulação ensemble cinco membros, 40 anos e como condições de contorno as TSM climatológicas), para as quatro estações do ano. Os resultados sugerem diferenças significativas entre os experimentos. Verifica-se que no HMS2 a Zona de Convergência Intertropical situava-se mais ao norte que no HMS1 e conseqüentemente, mais ao norte de sua posição atual (ver Figura 4.3), oscilando em torno da latitude de 10°N, durante quase todo o ano. Outra característica interessante desse experimento é que a Zona de Convergência do Atlântico Sul não é simulada pelo modelo do CPTEC. Ou seja, a ZCAS não aparece na simulação HMS2 e a zona de precipitação fica restrita a região Amazônica e sobre a Bolívia, durante o verão, sugerindo condições mais secas sobre as regiões central, sul e sudeste do Brasil, durante o Holoceno Médio. Essas regiões encontravam-se mais secas também durante o restante do ano e isso concorda com os dados paleoclimáticos (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002, Mayle *et al.*, 2000 e Haug *et al.*, 2001).

Comparando os experimentos HMS1 (período do HM para o qual as condições de contorno são a TSM climatológica) e HMS2 (condições de contorno são as TSM do modelo do IPSL) verifica-se que a o Nordeste brasileiro foi mais seco no experimento HMS2, com anomalias negativas superiores a 100 mm comparadas ao HMS1 e CP, discordando dos estudos paleoclimáticos. As regiões Amazônica, sul e sudeste do Brasil encontravam-se mais secas no HMS2, reforçando os indícios paleoclimáticos (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002; Mayle *et al.*, 2000, Haug *et al.*, 2001 e Pessenda *et al.*, 2005). A diferença entre os experimentos chega a mostrar anomalias negativas superiores a 200 mm. Essas diferenças se devem ao uso de condições de contorno diferentes. A exceção é o extremo norte da Amazônia, para o qual se verifica

um maior índice de precipitação no HMS2 durante as estações de outono e inverno, que pode ser devido à posição mais ao norte da ZCIT, em torno de 10°N.

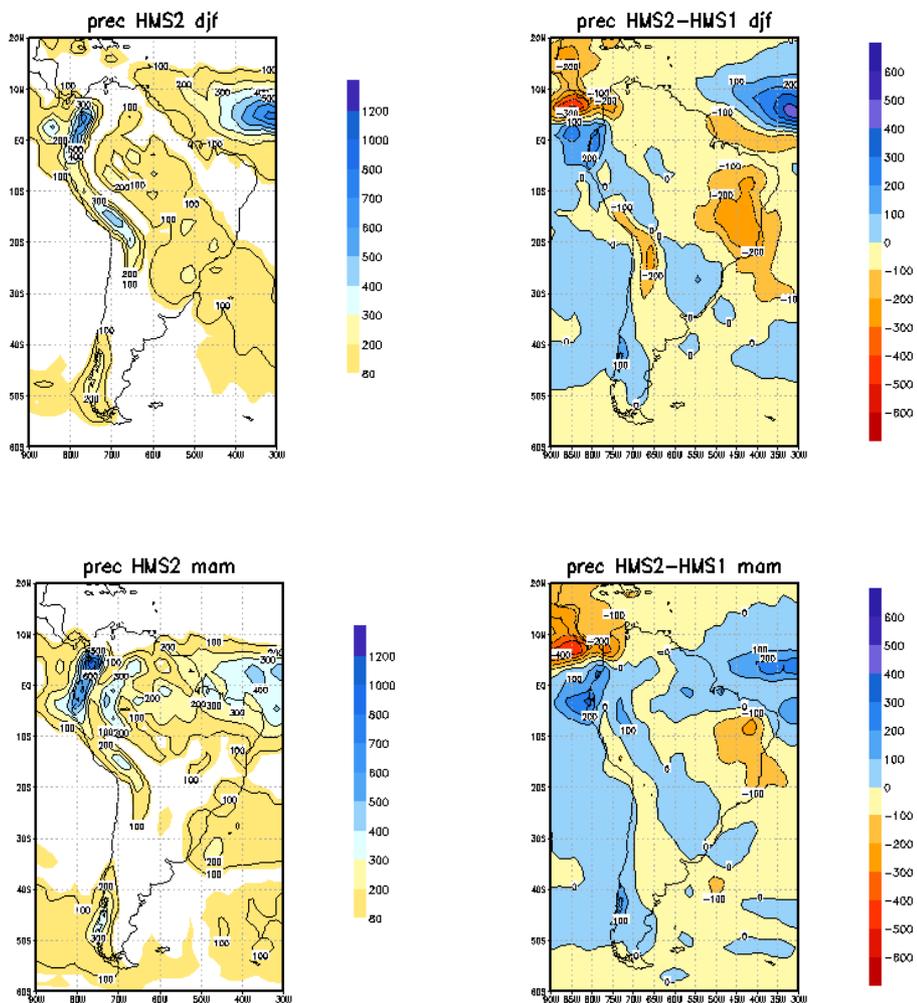


Figura 4.15 – Precipitação média sazonal (mm/mês) no período do HM a partir das TSM do modelo do IPSL (lado esquerdo) e Diferença da precipitação média sazonal, entre os experimentos do HMS1 e HMS2 (lado direito). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

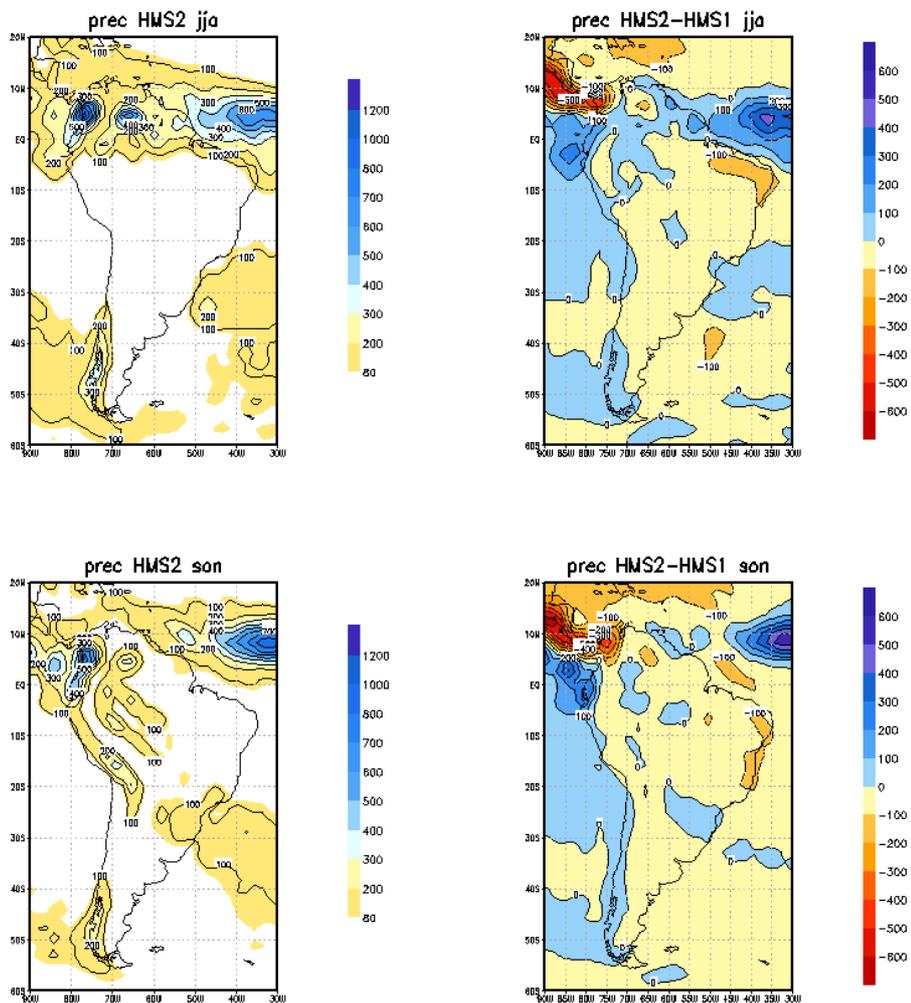


Figura 4.15 – Conclusão

Os resultados de ROLE (Figura 4.16) confirmam os campos de precipitação, pois sugerem máximo de radiação nas regiões de mínima precipitação, como é o caso da região norte e central da América do Sul. Contudo, mostram uma redução da ROLE no HMS2 comparada ao HMS1, abaixo do círculo de latitude de 20°S. Isso não necessariamente, implica num acréscimo da precipitação, mas pode ser devido a um aumento da nebulosidade alta.

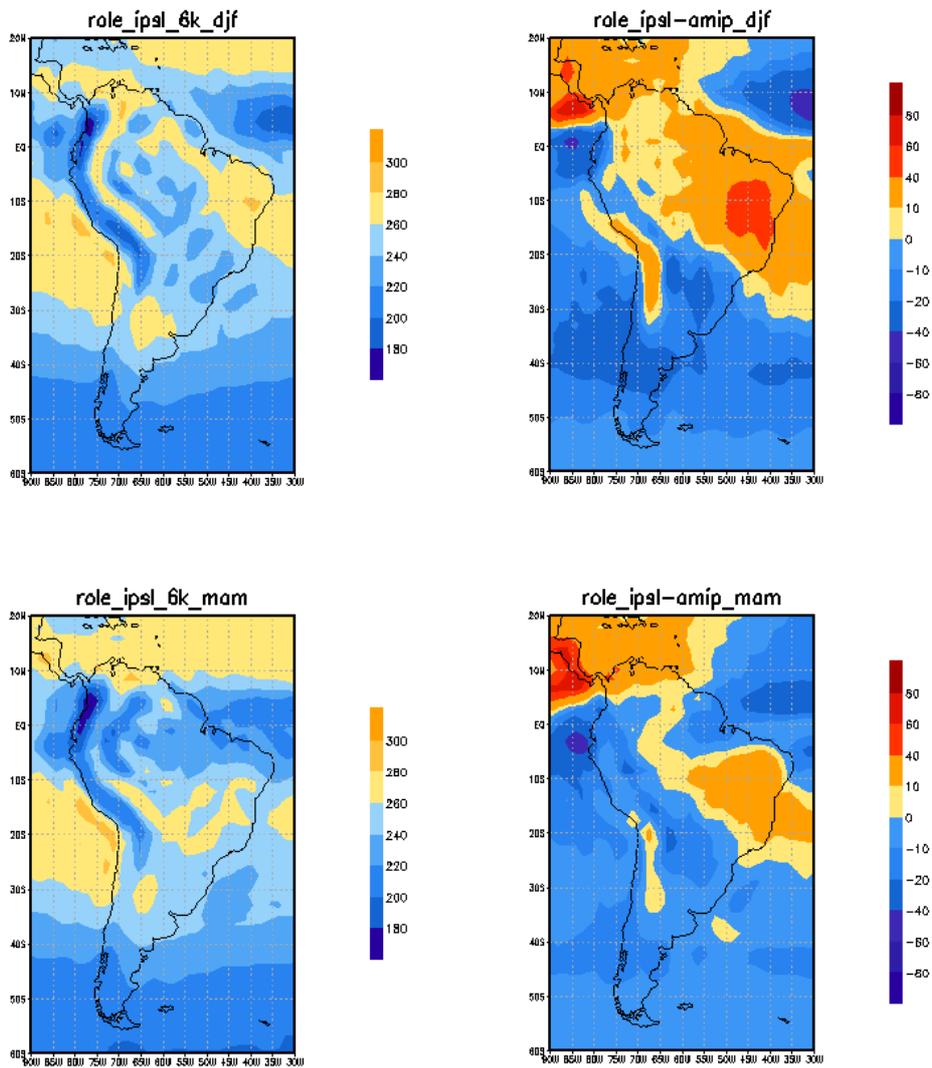


Figura 4.16 – (lado esquerdo) Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal para o experimento HMS2 e (lado direito) diferença entre a ROLE média sazonal, entre HMS2 e HMS1. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

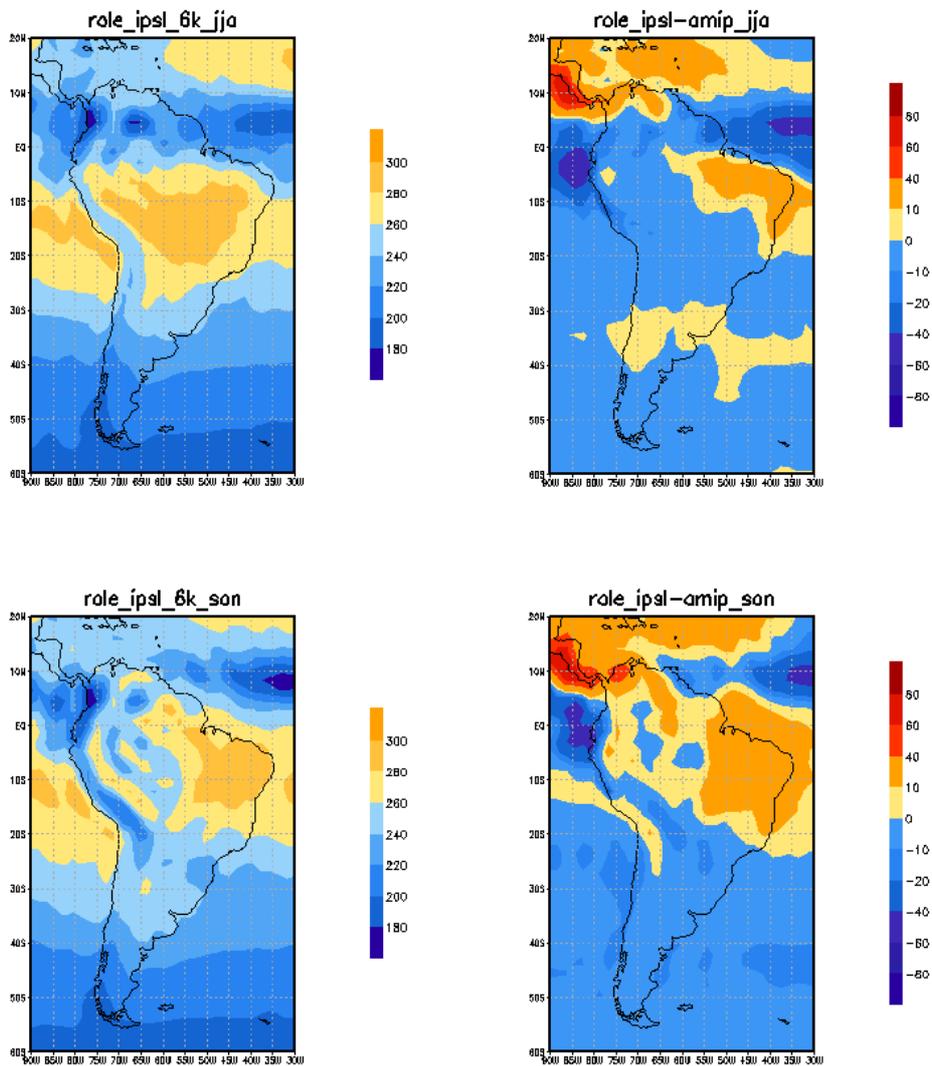


Figura 4.16 – Conclusão

A Figura 4.17 ilustra o campo da temperatura média sazonal no período do HM a partir das TSM do modelo do IPSL (HMS2) e a diferença da temperatura média sazonal, entre os experimentos do HMS2 e HMS1. Verifica-se um resfriamento sobre o continente superior a 6°C na simulação HMS2. As maiores diferenças entre as simulações encontram-se principalmente no sul e sudeste da América do sul, durante o verão e primavera no HMS2, anomalias negativas de até 6°C. Isso se deve ao fato de que esse experimento foi forçado com as TSM do modelo do IPSL, que possuem anomalias

negativas (viés frio) de até 3°C, durante todo o ano, comparadas a TSM do AMIP. No entanto, em parte da região oeste do nordeste do Brasil e leste da Amazônia verifica-se aquecimento durante as estações de verão e primavera, inferior a 3°C. Aquecimento também é verificado na costa oeste da América do Sul, sobre o Atlântico, devido ao viés quente do modelo (anomalias positivas de no máximo 3°C) nessa região, como verificado e comentado, anteriormente, na diferença entre as TSM do AMIP e IPSL (Figura 4.14).

Em geral, verifica-se que o modelo do CPTEC simulou um resfriamento durante o período do Holoceno Médio, de até 2°C no experimento HMS1 (Figura 4.5) e de até 6°C no HMS2 (Figura 4.17). As diferenças entre os experimentos HMS1 e HMS2 são devido às condições de contorno diferentes (Figura 4.14). Comparando as simulações com o CP, as mudanças podem ser devido à distribuição de radiação de onda curta (Figura 4.2) que foi modificada para esse período, como também devido à redução da concentração de CO₂, de 340 ppm para 280 ppm.

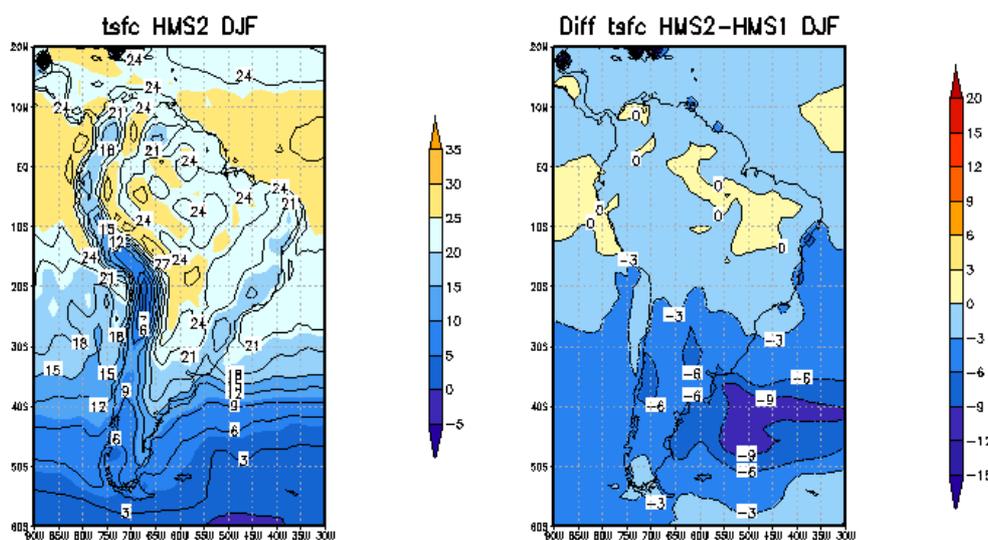


Figura 4.17 – Temperatura média sazonal (°C) no período do HM a partir das TSM do modelo do IPSL (lado esquerdo) e diferença da temperatura média sazonal (lado direito), entre os experimentos do HM e HMS2. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

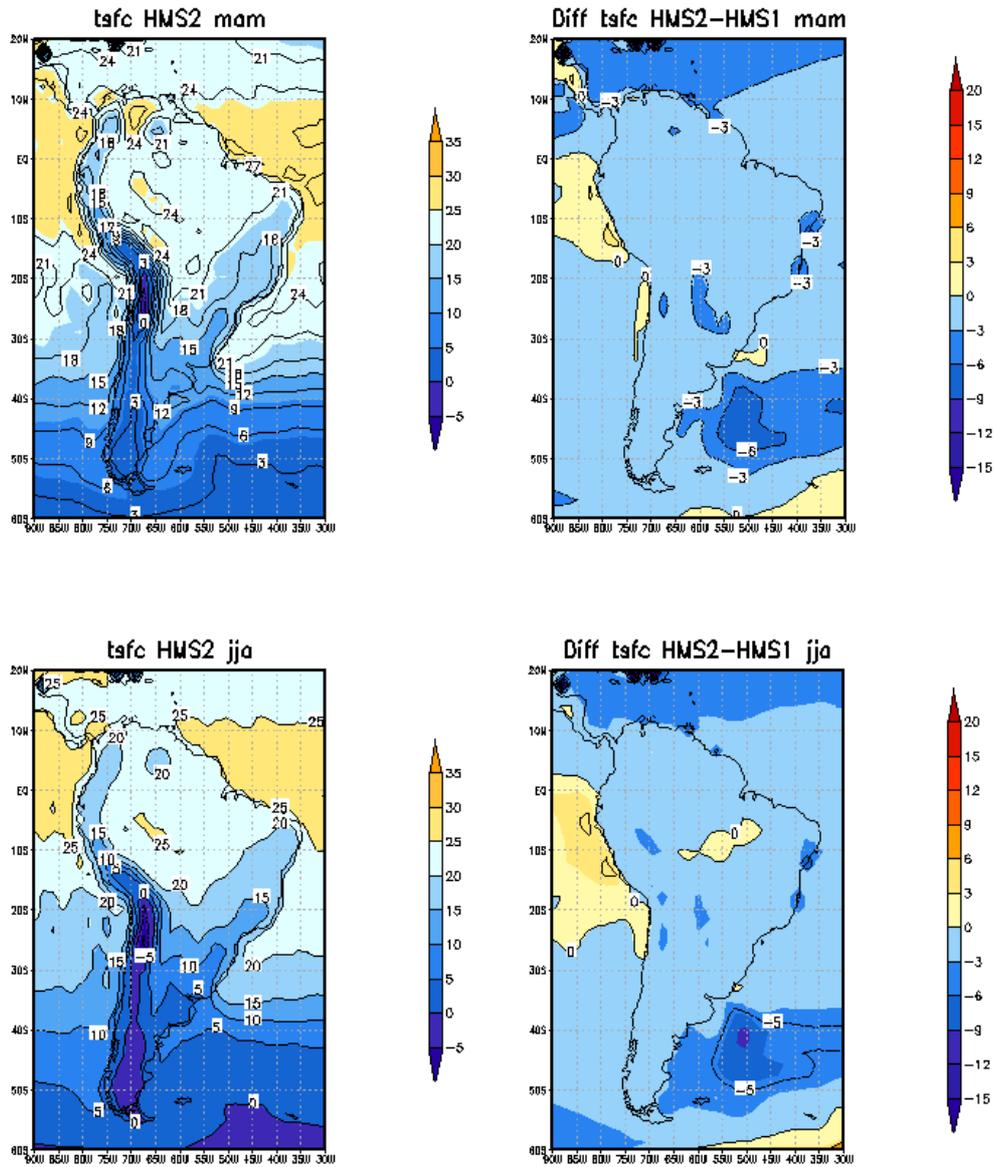


Figura 4.16 – Continuação (continua)

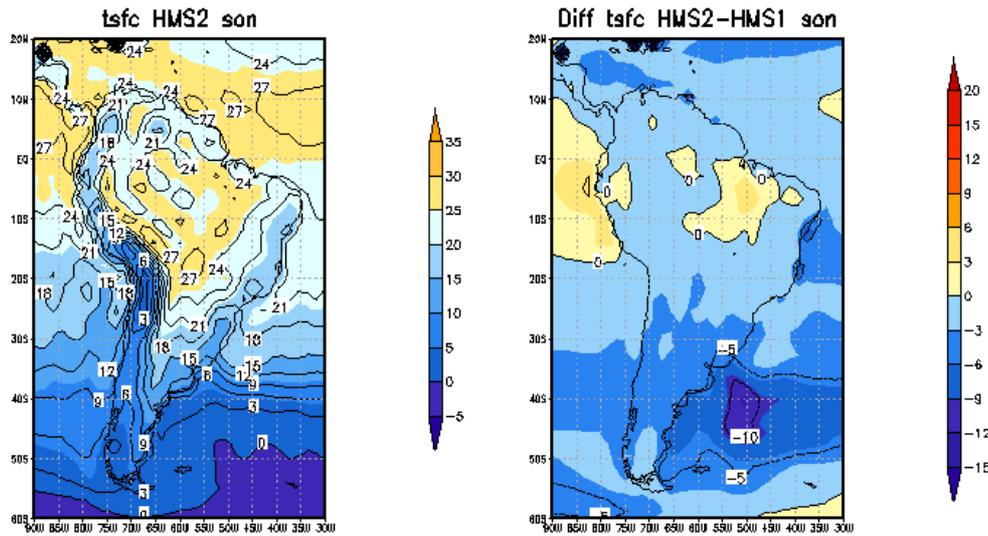


Figura 4.17 – Conclusão

4.8. Análise da circulação de baixos e altos níveis, fluxo de umidade e pressão ao nível médio do mar a partir das TSM geradas pelo modelo do IPSL

As características da circulação em baixos níveis do experimento HMS2 (Figura 4.18) são similares às do HMS1 (Figura 4.6). Verifica-se uma ligeira intensificação do fluxo de baixos níveis e as maiores mudanças são durante o verão austral, para o qual se observa que (a) ASAS está mais próxima do continente e mais intensa, condição similar ao inverno dos dias atuais (isso leva mais umidade do oceano para a região leste do Nordeste do Brasil); (b) intensificação dos alísios de sudeste e desintensificação dos alísios de nordeste, fazendo com que a ZCIT permaneça na sua posição mais ao norte; (c) redução do fluxo de norte, a leste dos Andes, proveniente da Região Amazônica, que tem um impacto significativo direto no transporte da umidade da bacia Amazônica para as regiões central e sudeste do Brasil, o que pode explicar o desaparecimento da ZCAS nesse experimento; (d) uma ligeira intensificação do fluxo de norte a leste dos Andes, abaixo de 20°S, devido a intensificação da ASAS; e (e) intensificação do cavado na região central sul da Argentina, que pode determinar um aumento na frequência das

perturbações durante o verão e outono, no HMS2. No entanto, durante o verão esses transientes podem sofrer bloqueio devido às anomalias anticiclônicas estarem mais próximas do continente, em comparação ao HMS1.

No experimento HMS2, como no HMS1, observa-se uma mudança de sinal do vento entre as estações de verão (escoamento de nordeste) e inverno (escoamento de sudoeste), sobre a região Amazônica. Isso sugere que a circulação tipo monção da América do Sul também foi simulada no HMS2, só que ligeiramente mais fraca devido à redução das chuvas sobre a América do Sul e enfraquecimento da alta da Bolívia (Figura 4.19).

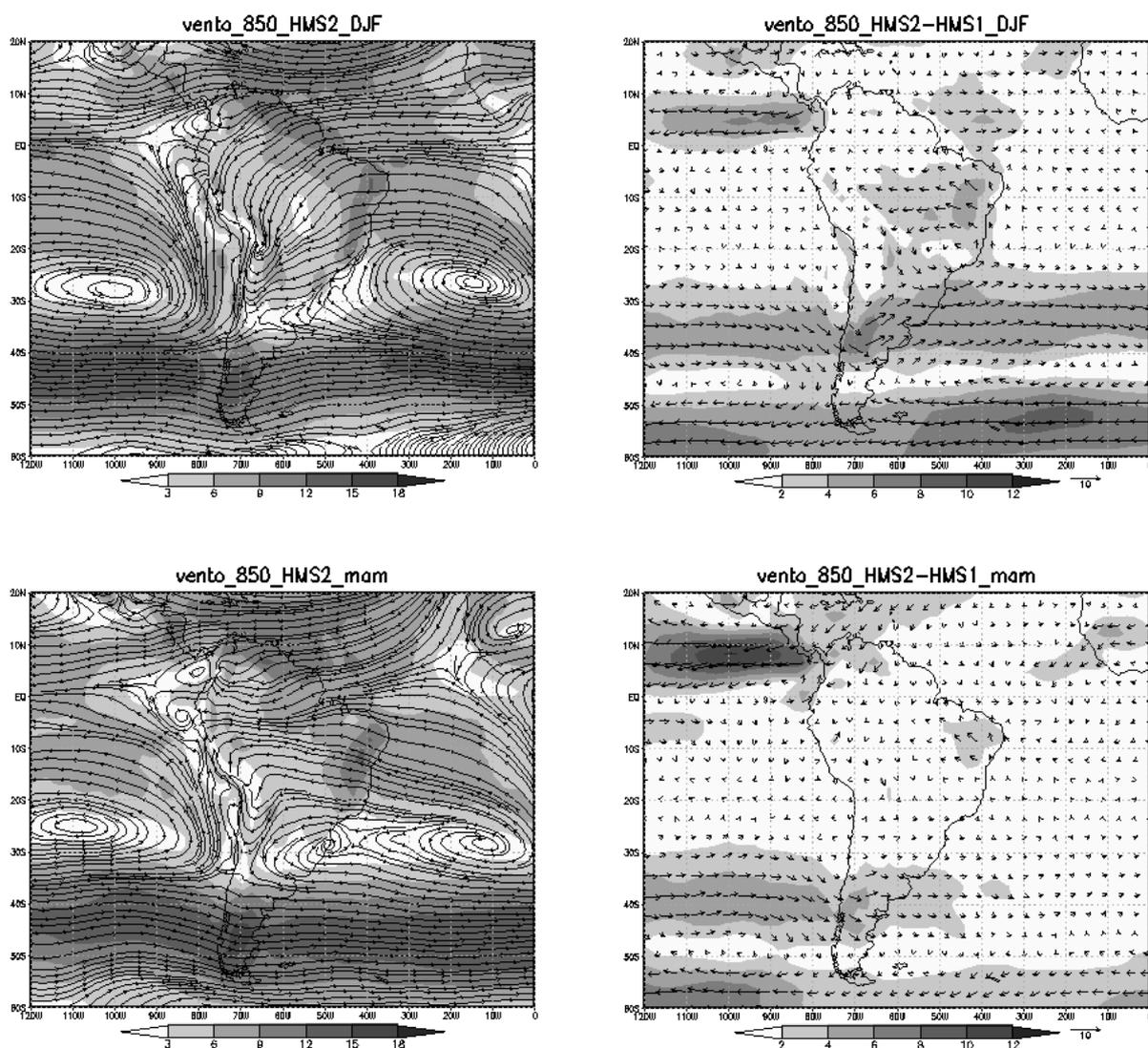


Figura 4.18 – Vento médio sazonal ($m \cdot s^{-1}$) no período do HMS2 (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre os experimentos (lado direito).

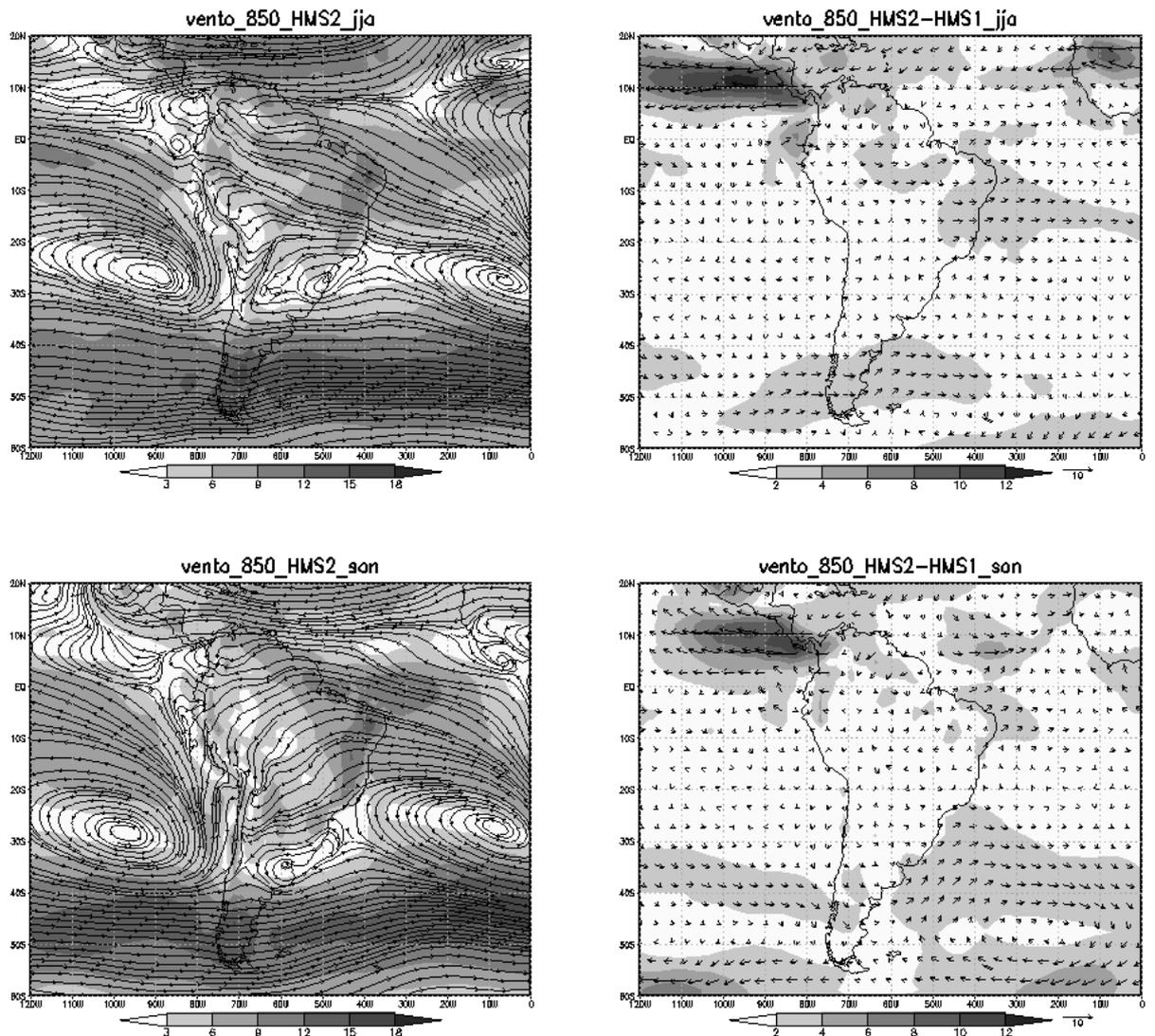


Figura 4.18 – Conclusão

A circulação média sazonal em altos níveis (200h Pa), na simulação HMS2, é exposta na Figura 4.19. Observa-se que, no geral, o fluxo é zonal abaixo de 20°S e tende a ser mais meridional acima dessa latitude, em direção ao equador. Um padrão diferente do clima presente e da simulação do HMS1 (Figura 4.17). No verão a Alta da Bolívia não é simulada pelo modelo. No entanto, o cavado do nordeste é simulado um pouco mais intenso e próximo do continente. A comparação entre as simulações HMS1 e HMS2 sugere um aumento do fluxo de altos níveis, uma intensificação da corrente de Jato

Polar e redução da intensidade do Jato Subtropical, exceto no verão e na primavera no HMS2.

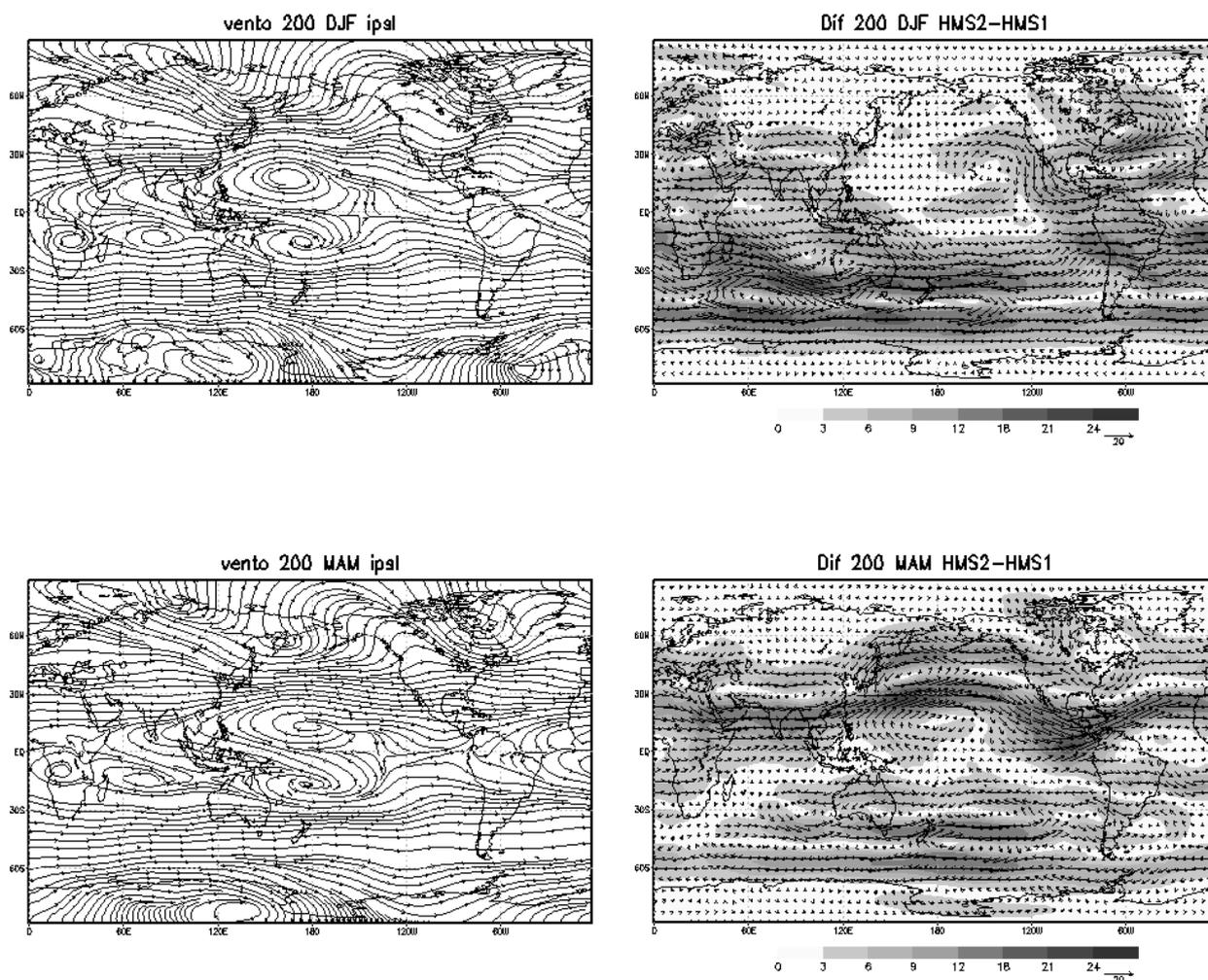


Figura 4.19 – Vento médio sazonal em altos níveis ($m.s^{-1}$), no HMS2 (lado esquerdo) e diferença do vento médio sazonal em 200 hPa, entre os experimentos HMS2 e HMS1 (lado direito). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

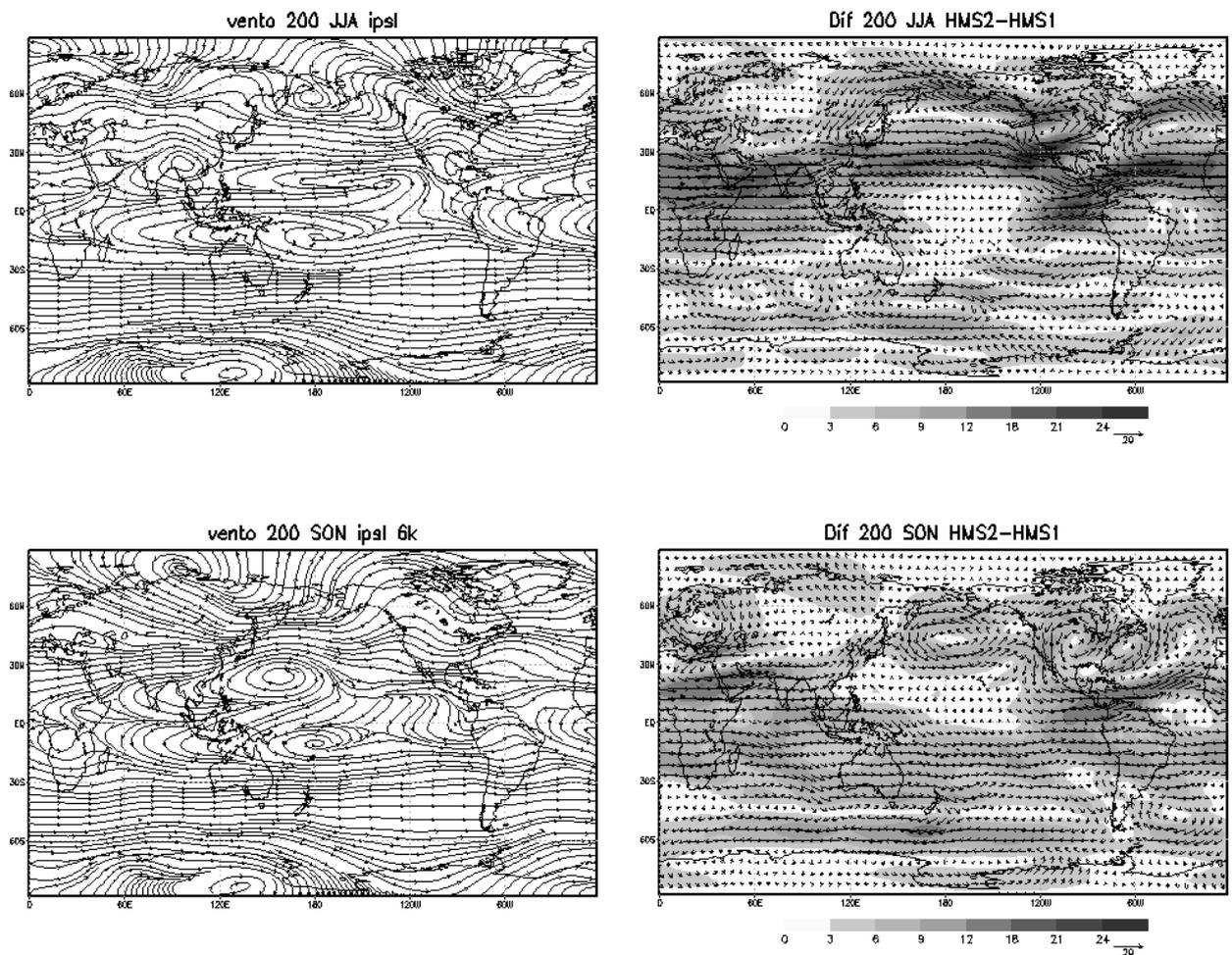


Figura 4.19 – Conclusão

A Figura 4.20 apresenta o fluxo de umidade integrado da superfície até 300hPa, média sazonal no experimento HMS2 e a diferença do fluxo de umidade médio sazonal, entre as simulações HMS2 e HMS1, para as quatro estações do ano. A principal característica da diferença do fluxo de umidade entre os experimentos é o aumento do fluxo sobre o continente durante todo o ano, no HMS2, em comparação ao HMS1. As maiores diferenças ocorrem no verão, sobre a região Nordeste do Brasil. O transporte de umidade da região Amazônica para a região central e sudeste do Brasil também foi reduzido no HMS2, o que pode ter influência sobre o desaparecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, nesse experimento.

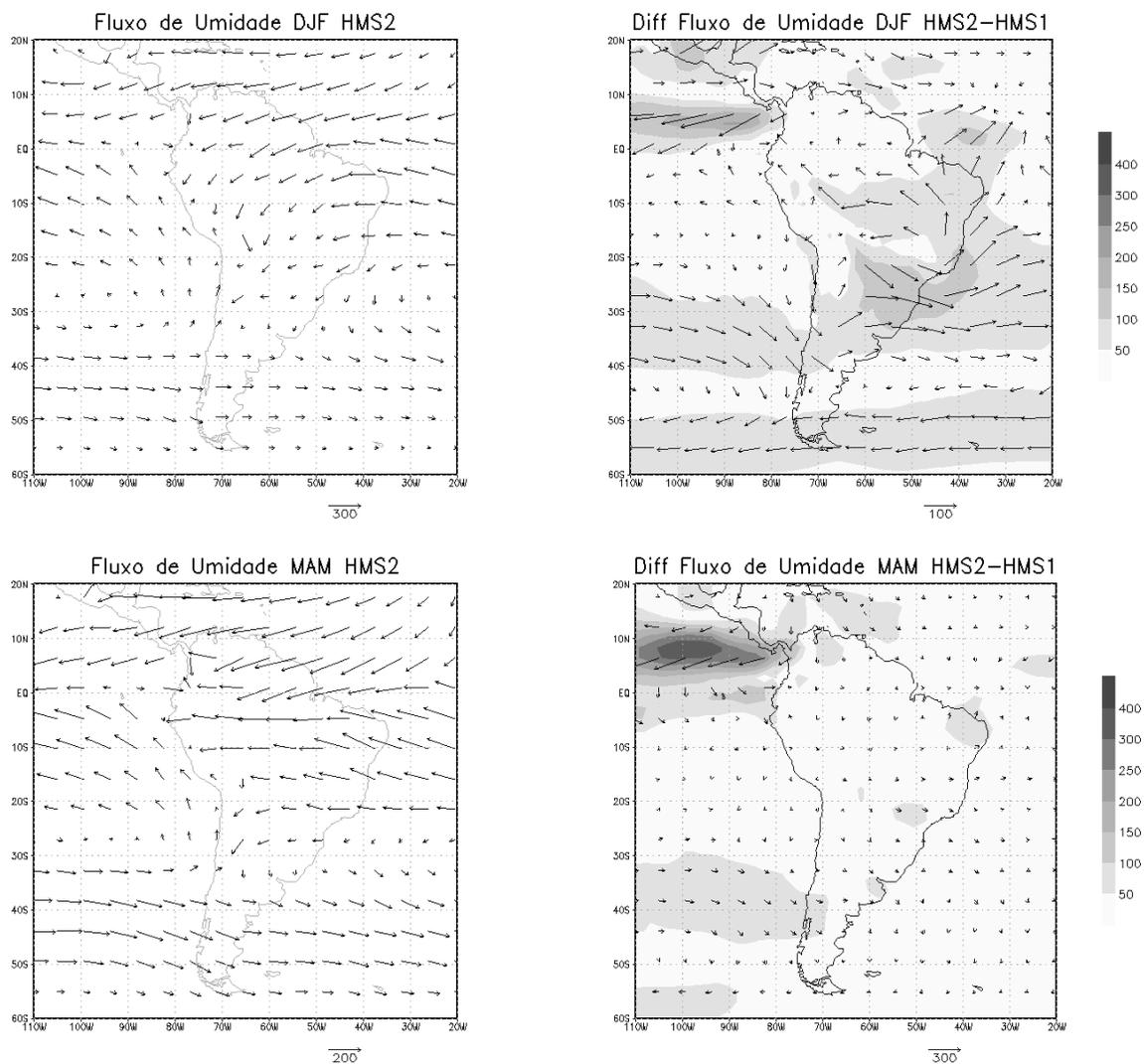


Figura 4.20 – Fluxo de Umidade integrado da superfície até 300hPa ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), média sazonal no experimento HMS2, a partir das TSM do IPSL (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre os experimentos HMS2 e HMS1(lado direito). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON (continua)

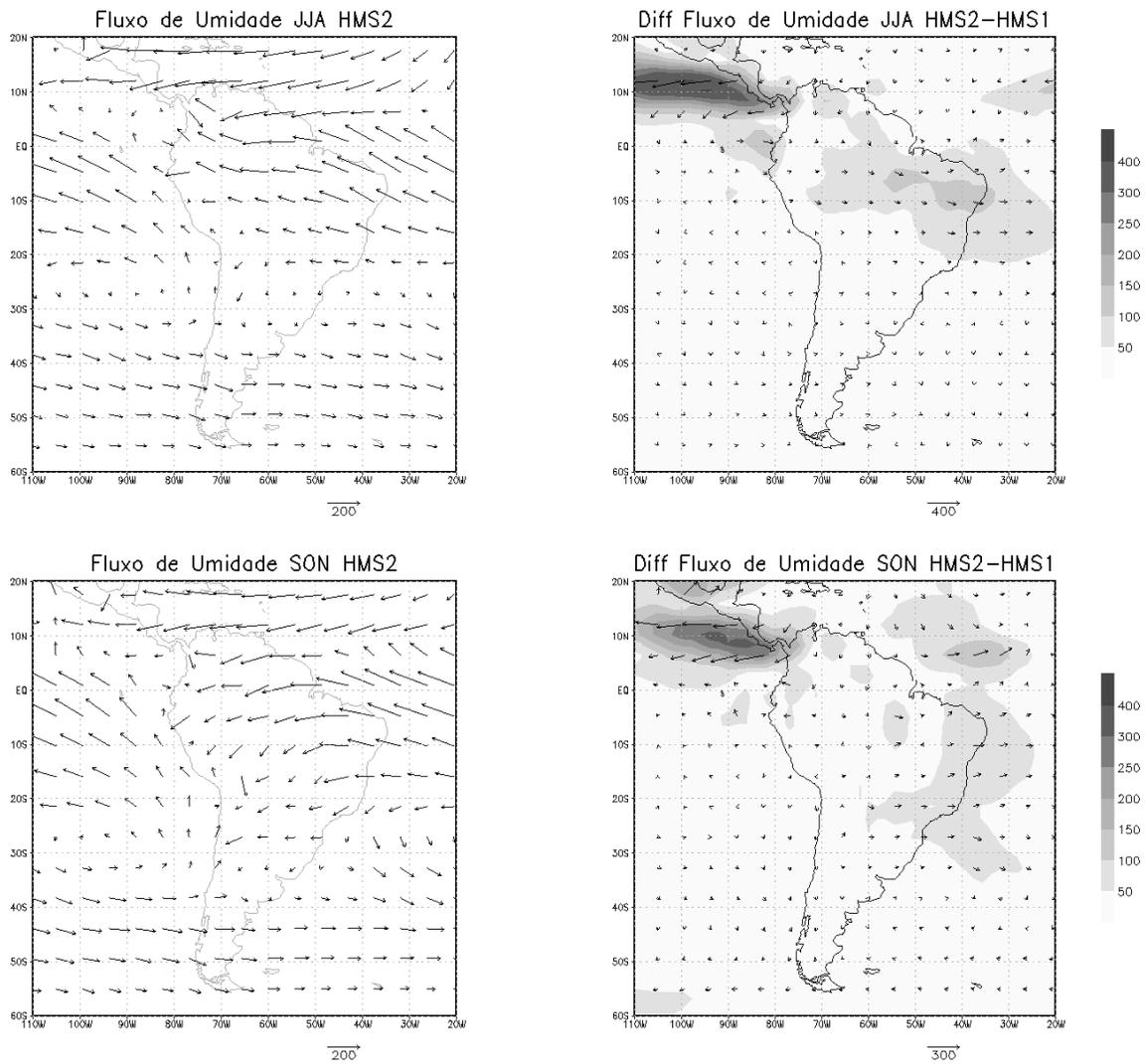


Figura 4.20 – Conclusão

O campo de PNMM simulado no experimento HMS2 (Figura 4.21) ilustra diferenças significativas, comparadas ao HMS1. Isso sugere: (a) elevação da pressão nos pólos de até 12 hPa, exceto no pólo norte no verão austral; (b) anomalias negativas de até -12 hPa na região do Pacífico sul e no Pacífico equatorial anomalias em torno de -5 hPa; (c) ASAS mais intensa e mais próxima ao continente, com exceção da estação de inverno JJA, para a qual a ASAS apresenta-se ligeiramente menos intensa; e (d) forte gradiente meridional, oscilando na latitude de 60° S.

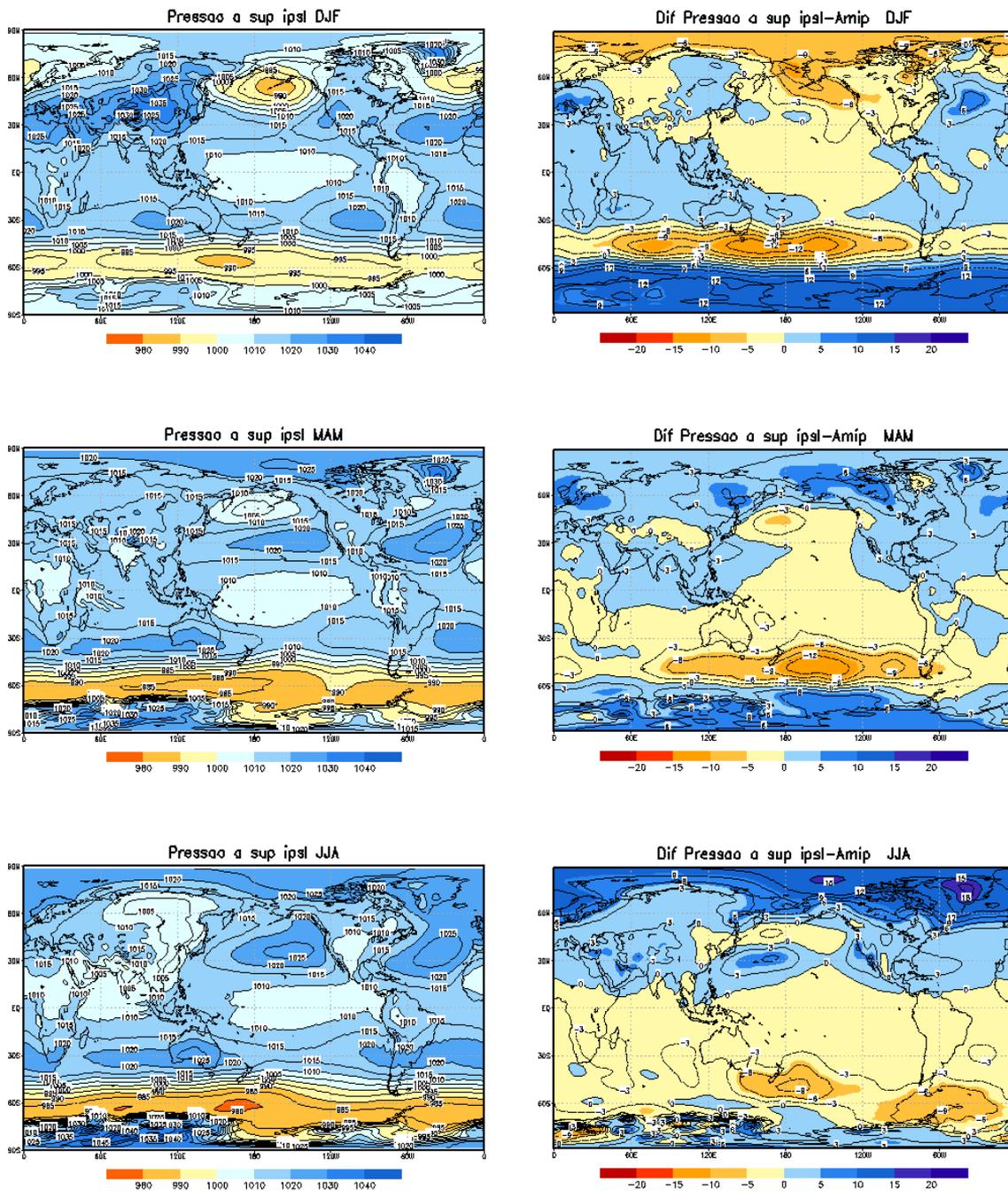


Figura 4.21 – Pressão ao nível médio do mar média (hPa) sazonal no experimento HMS2 (lado esquerdo) e diferença da PNMM média sazonal, entre HMS2 e HMS1(lado direito). a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. (continua)

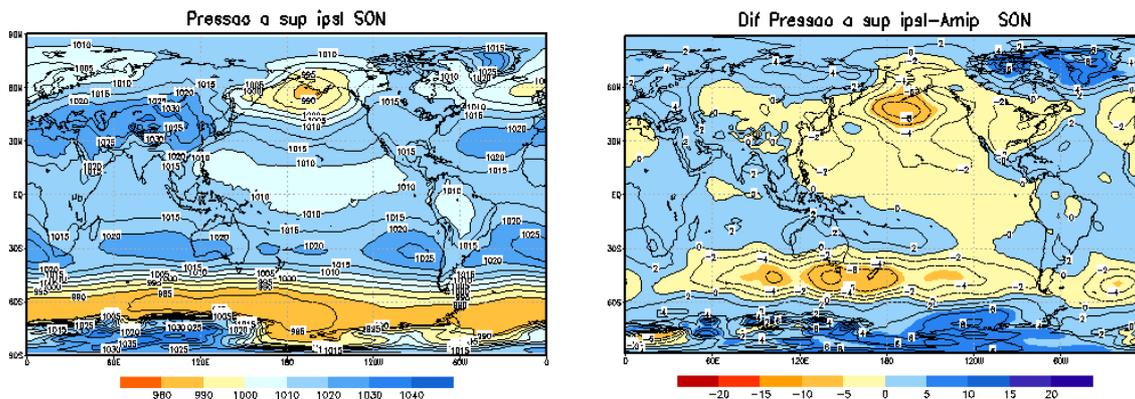


Figura 4.21 – Conclusão

4.9. Análise da circulação de Hadley e Walker a partir das TSM do modelo do IPSL

Para avaliar se a mudança da condição de contorno do MCGA do CPTEC, as TSM do IPSL, conduziu a perturbações na simulação HMS2, as variações na circulação de Hadley (Figura 4.22) e Walker (Figura 4.23) foram examinadas e comparadas com o experimento HMS1. A (Figura 4.22) mostra o comportamento médio da célula de Hadley nas quatro estações do ano, para a simulação HMS2 e a diferença entre os experimentos HMS1 e HMS2, a partir de seção transversal zonal 70°S a 70°N . A análise dos campos evidencia que mudanças na TSM implicaram em variações significativas na célula de Hadley, principalmente no verão do Hemisfério Sul. Em DJF o ramo ascendente (entre $\sim 3^{\circ}\text{S}$ e 10°S) é intensificado, e confrontando os resultados com a diferença de precipitação entre os experimentos (HMS1 e HMS2) observa-se que apenas uma pequena região no Nordeste brasileiro (entre 5°S e 10°S) foi mais chuvosa no HMS2 (Figura 4.15). O ramo descendente da célula de Hadley (entre 30°S e 40°S) foi acelerado durante o HMS2, o que explica a redução da precipitação, nessa região, e a intensificação da ASAS. Diferente do clima presente e do HMS1, na simulação HMS2 a célula de Hadley também é verificada durante o outono no Hemisfério Sul, e observa-se a sua intensificação comparada ao HMS1, apesar de ligeiramente mais fraca comparada ao verão austral. Como se pode observar a célula de Hadley é simulada durante o verão

austral, em ambos os hemisférios. Em MAM é simulada deslocada um pouco mais para norte e ligeiramente mais intensa no Hemisfério Norte, comparada ao período DJF, no Hemisfério Sul, verifica-se timidamente a circulação e uma desaceleração do ramo ascendente, em torno de 10°S.

No Hemisfério Norte a célula de Hadley aparece mais intensa em quase todas as estações do ano, exceto no outono.

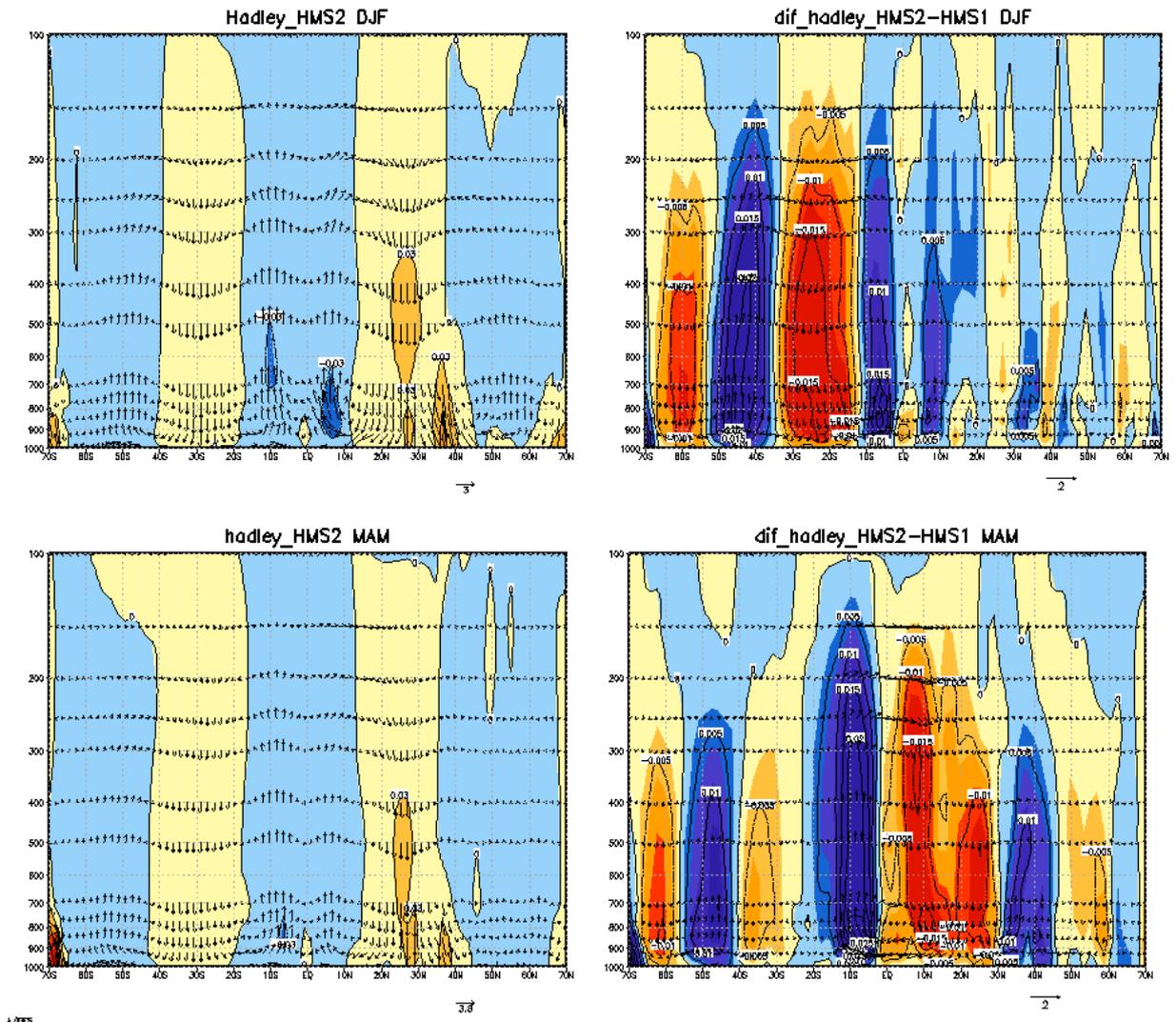


Figura 4.22 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal zonal 70°S a 70°N (média entre 180°W a 180°E), para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON): (esquerda) HMS2 e (direita) a diferença entre os períodos. (continua)

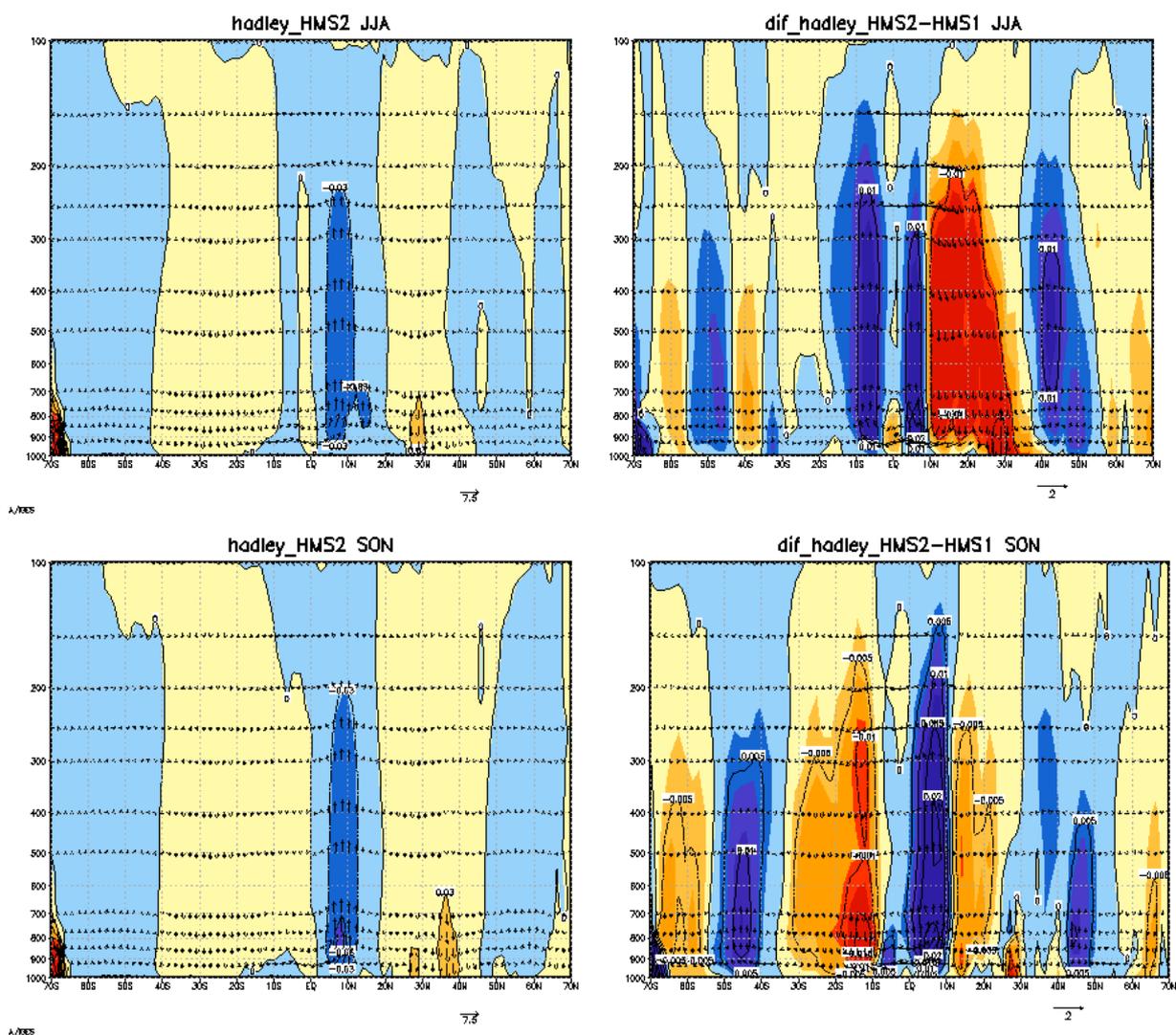


Figura 4.22 – Conclusão

Na Figura 4.23 observa-se que o ramo ascendente de grande escala (célula de Walker) sobre a Bacia Amazônica (60°W), o sudeste da Ásia (aproximadamente em 90°E), o Pacífico (entre 140°E e 180°E) e um ramo adicional sobre a África tropical (aproximadamente 25°E), também estão presentes na simulação HMS2. Comparando os experimentos HMS1 e HMS2 verifica-se que o ramo ascendente sobre a Bacia Amazônica é mais fraco no HSM2.

Nas demais estações do ano o ramo ascendente sobre a Amazônia (60°W) encontra-se ligeiramente deslocado para oeste (~80°W) na costa leste do Pacífico e bem mais

intenso no HMS2, comparado ao HMS1 (Figura 4.12). Comparando com os dados de temperatura (Figura 4.17) observa-se que esta região encontra-se mais aquecida no HMS2 (entre 0°C e 3°C) e esse aquecimento sobre o oceano gera uma célula de convecção termicamente direta. O ramo descendente no Pacífico oeste e leste da África (~0°) também é mais intenso no HMS2, exceto durante o inverno.

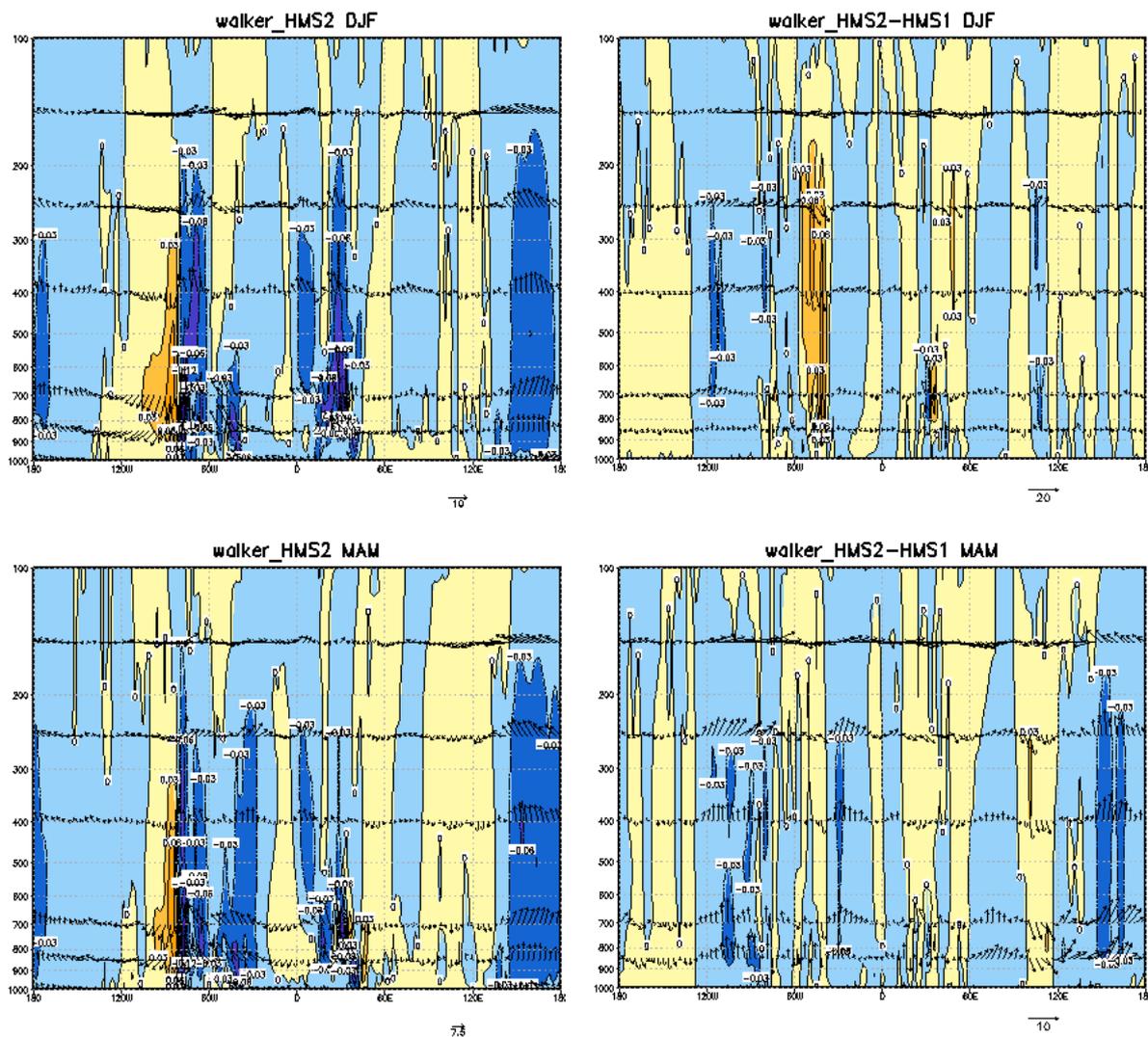


Figura 4.23 – (contorno) Velocidade vertical ($10^2 \times \text{Pa s}^{-1}$) e o (vetor) movimento vertical (m.s^{-1}) na seção transversal meridional 180°W a 180°E (média de 20°S a 5°N) , para as quatro estações do ano (DJF, MAM, JJA e SON), para o experimento HMS2 (esquerda) e a diferença entre HMS2 e HMS1 (direita). (continua)

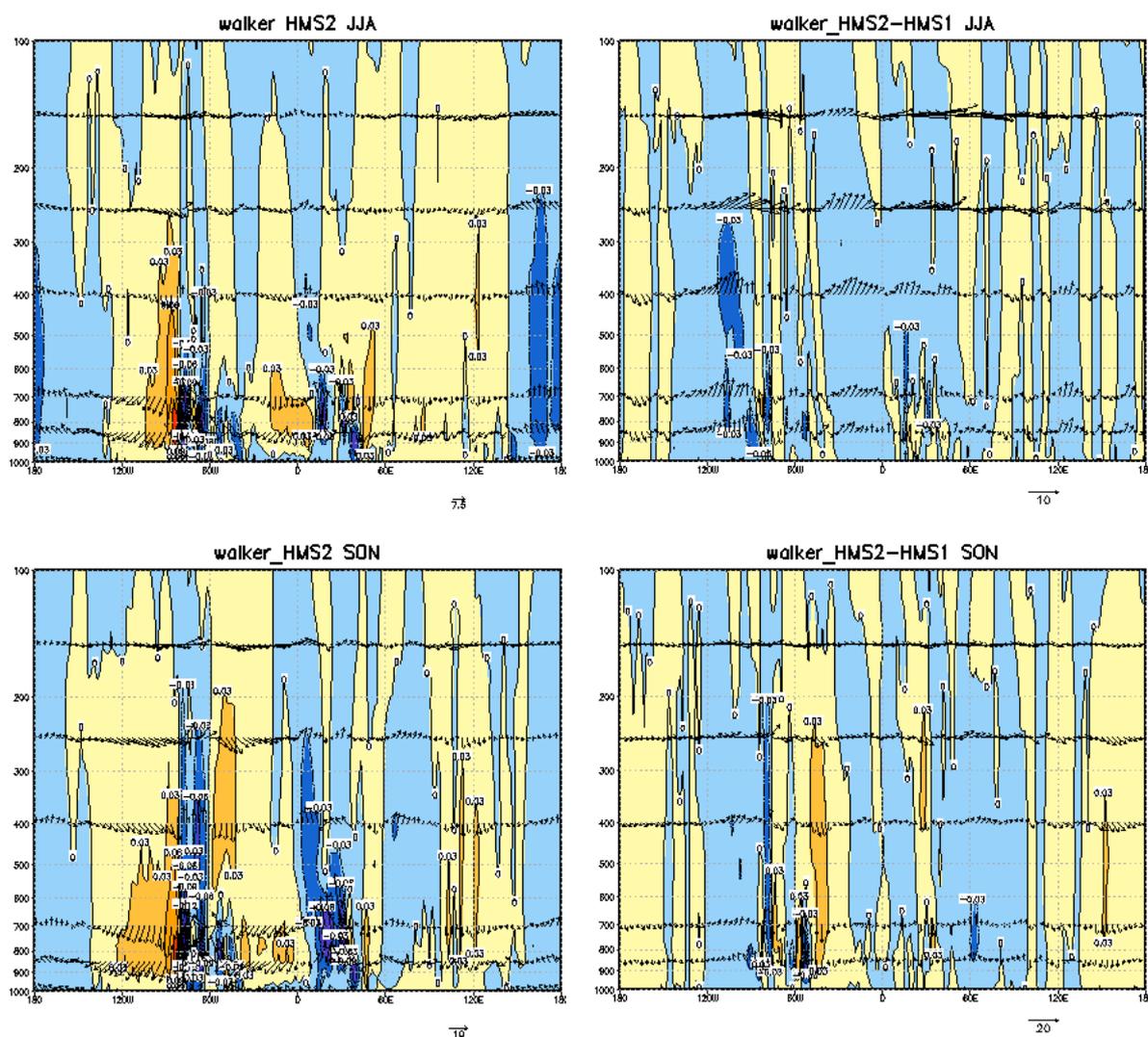


Figura 4.23 – Conclusão

4.10. Análise do ciclo anual para as regiões Amazônica, Nordeste, Centro-oeste e Sudeste do Brasil

Na Figura 4.24 são apresentados os ciclos anuais sobre a América do Sul da precipitação, temperatura, pressão ao nível médio do mar (PNMM), vento zonal e meridional em baixos e altos níveis da atmosfera, para as três simulações [CP (preto), HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul)]. Verificam-se as maiores diferenças entre os experimentos HMS1 e HMS2 e principalmente no campo da circulação atmosférica em altos níveis.

A diferença básica do clima do Holoceno Médio com relação ao clima do presente, na América do Sul, é um ligeiro retardo no início da estação chuvosa, que pode ser explicado pela diferença na distribuição da radiação de onda curta, que desintensificou o ciclo sazonal no HM e pela inércia oceânica no HMS2, o deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical no HMS2 e o quase desaparecimento da Zona de Convergência do Atlântico sul, que pode ser devido à desintensificação do escoamento a leste dos Andes.

O ciclo anual da precipitação apresenta seu máximo em fevereiro e mínimo em agosto, nos experimentos CP e HMS1, no HMS2 máximo e mínimo em março e dezembro respectivamente. Os ciclos anuais no CP e HMS1 são semelhantes, com pequenas diferenças, exibindo um suave aumento da precipitação de março a agosto e redução de setembro a fevereiro, no HMS1. No experimento HMS2 é verificada uma diminuição da precipitação durante todo ano, principalmente de agosto a fevereiro.

O ciclo anual da temperatura apresentava-se mais fraco no HMS2, os máximos são coincidentes nas três simulações (fevereiro), o pico de mínima temperatura ocorre em junho no clima presente e persiste de junho a julho em ambas simulações para o HM. Diferenças de até 4°C são encontradas em dezembro e janeiro entre HMS2 e as demais simulações, e as menores diferenças são vistas em abril e maio onde a diferença da TSM mais fria no experimento HMS2 (TSM gerada pelo modelo do IPSL) é compensada pelo aumento da insolação principalmente nos trópicos.

As diferenças entre o presente e o HM para a média anual da pressão ao nível médio do mar (PNMM), sobre a América do Sul, são muito pequenas e atingem no máximo 2hPa. No HMS1 se apresenta ligeiramente menor, exceto de junho a setembro e no experimento HMS2, a pressão média anual, é reduzida durante quase todo o ano, exceto de outubro a fevereiro comparada ao presente.

A característica principal da circulação no HM, comparada ao clima presente, é a intensificação do vento zonal e ligeira redução do escoamento meridional em baixos níveis, na América do Sul, principalmente na simulação HMS2. A média anual do vento zonal em 850 hPa, para o passado e presente, possuem ciclos semelhantes principalmente nas simulações CP e HMS1. No experimento HMS2 além do escoamento parecer mais forte em baixos níveis, há uma inversão do escoamento de

leste para oeste de maio a julho. A circulação meridional possui diferenças sutis entre os experimentos, sendo a principal, a inversão do escoamento em 200hPa de leste para oeste, durante quase todo o ano no HMS2, exceto de maio a setembro.

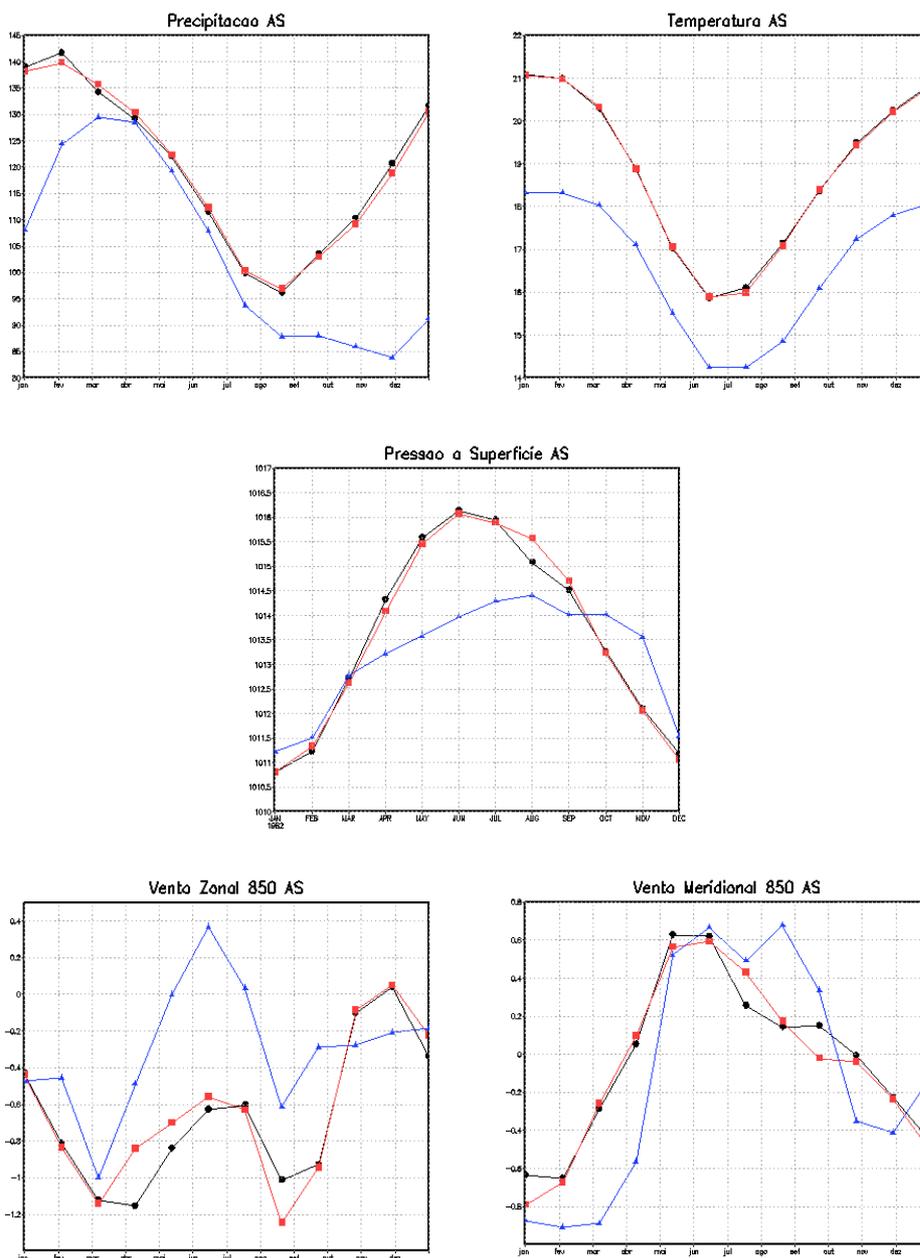


Figura 4.24 – Média zonal da (a) precipitação (mm), (b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), (c) PNMM (hPa), (d) vento zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (e) meridional em 850 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e escoamento (f) zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e (g) meridional em 200 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), para os experimentos CP (preto) e HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), na América do Sul. (continua)

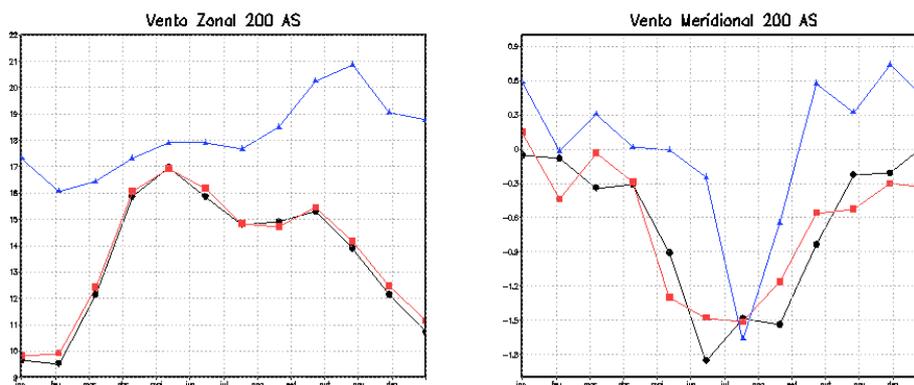


Figura 4.24 – Conclusão

A fim de avaliar se o MCGA do CPTEC captura as características regionais descritas nos estudos paleoambientais, sugeridas nos trabalhos de Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000 e 2001; Mayle *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001 e Turcq *et al.* (2002), dentre outros, foram analisados os ciclos anuais modelados da precipitação e temperatura, para a Amazônia e regiões Nordeste, Centro-oeste e Sudeste do Brasil, Figuras 4.24 e 4.25, respectivamente.

Não se observa grandes diferenças entre os experimentos CP e HMS1, os ciclos anuais são coincidentes nas regiões em estudo, as diferenças são verificadas para experimento HMS2, por isso vamos enfatizar a discussão sobre essa simulação comparando-a com o clima presente.

Na região Amazônica (0° - 10° S e 50° W- 70° W), as principais diferenças detectadas na simulação HMS2, foram: (a) possível antecipação do início da estação chuvosa de março/abril para fevereiro/março e (b) redução da precipitação exceto fevereiro e março, concordando com dados paleoclimáticos. A estação seca na Amazônia, no HMS2 é mais prolongada, em meados de junho os índices pluviométricos começam a diminuir, o mínimo de precipitação ocorre em meados de julho e os índices seguem baixos até o início de dezembro. No CP os índices elevam-se a partir de setembro/outubro.

A região nordeste do Brasil (01° S- 20° S e 48° W- 35° W) o máximo de precipitação ocorre em março no CP e em março/abril no HMS2 e mínimo em setembro no CP e outubro no HM. No experimento HMS2, a região Nordeste encontrava-se mais seca que o presente

e com estação seca mais prolongada. Esse resultado é inconsistente com os estudos paleoclimáticos, no entanto pode ser devido à escolha da área, a qual agrega parte da região sudeste do Brasil, como também a realização de médias para todo ano. E também pelo fato relatado no relatório do IPCC (2007), que os dados paleoclimáticos são representativos de épocas sazonais particulares e não necessariamente de um ano completo.

Redução da precipitação também é verificada sobre a região centro-oeste (20°S-10°S e 60°W-50°W) e sudeste (25°S-15°S e 53°W-40°W) do Brasil, principalmente nos meses de novembro a março, que pode ser devido a Zona de Convergência do Atlântico sul não ter sido simulada, no experimento HMS2.

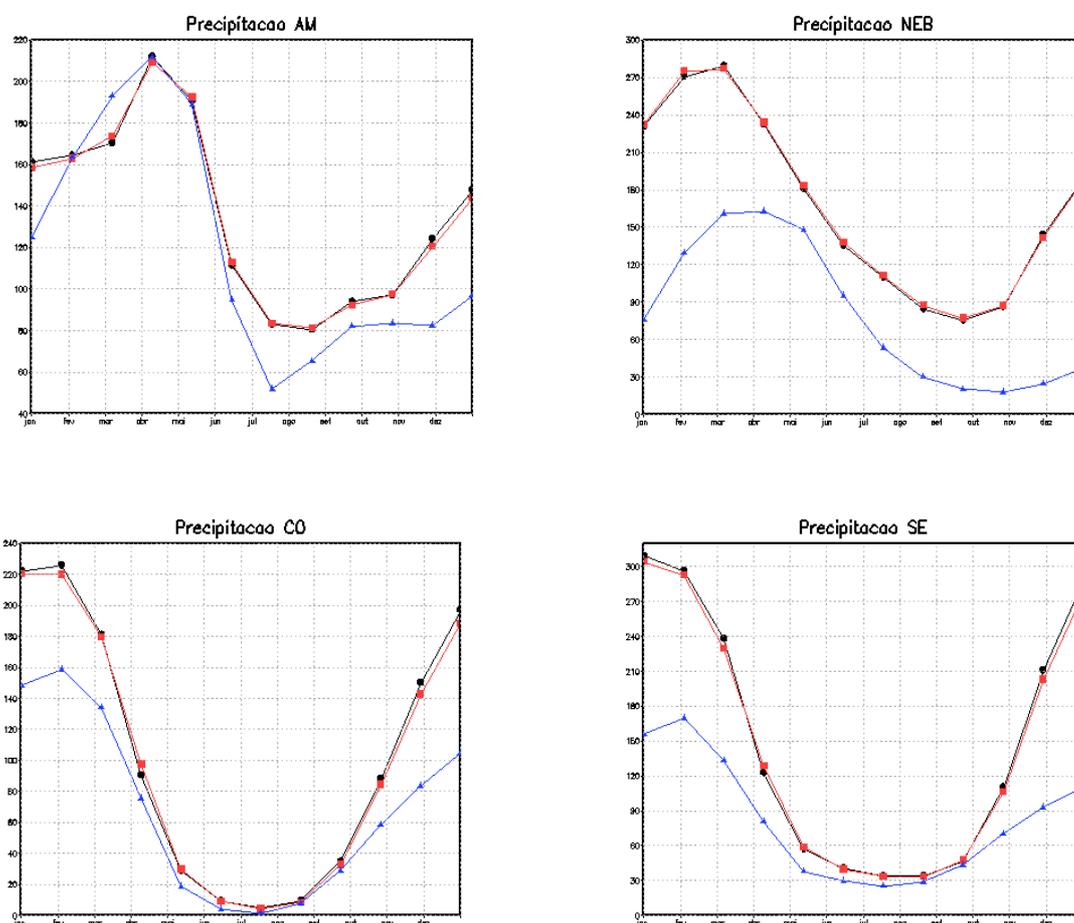


Figura 4.25 – Média zonal da precipitação (mm) dos experimentos CP (preto), HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), nas regiões: a) Amazônica; b) Nordeste do Brasil; c) Centro-oeste e d) Sudeste.

Não há grandes diferenças no ciclo anual da temperatura entre os experimentos CP e HMS1 (Figura 4.26). No entanto, a característica principal da diferença entre a simulação no HMS1 e HMS2 da variação anual da temperatura é o resfriamento sobre a América do Sul, durante quase todo o ano, isso pode ser explicado a partir dos campos de TSM do IPSL (Figura 4.14), os quais mostram os oceanos, cerca de 3°C, mais frios durante o Holoceno Médio (viés frio). As diferenças mais importantes entre os experimentos HMS1 e HMS2 (Figura 4.26), nas regiões selecionadas, são: (a) o clima no HMS2 mais frio na região Amazônica, com anomalias negativas superiores a 1°C, com exceção dos meses de setembro a dezembro, para os quais verificam-se um ligeiro aquecimento da região de aproximadamente 0,3°C; (b) a região Nordeste do Brasil significativamente mais fria, concordando com os resultados de Valdes (2000), com anomalias de até -2,0°C; (c) as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil encontram-se mais frias no HMS2 com anomalia que superam os -1,5°C e -2,0°C, respectivamente, inconsistente com os indícios paleoclimáticos.

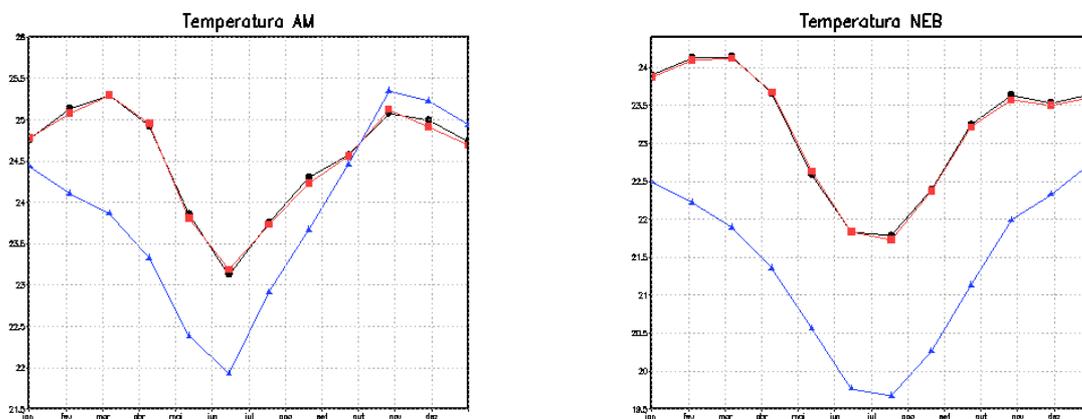


Figura 4.26 – Média zonal da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) dos experimentos CP (preto), HMS1 (vermelho) e HMS2 (azul), nas regiões: a) Amazônica; b) Nordeste do Brasil; c) Centro-oeste e d) Sudeste. (continua)

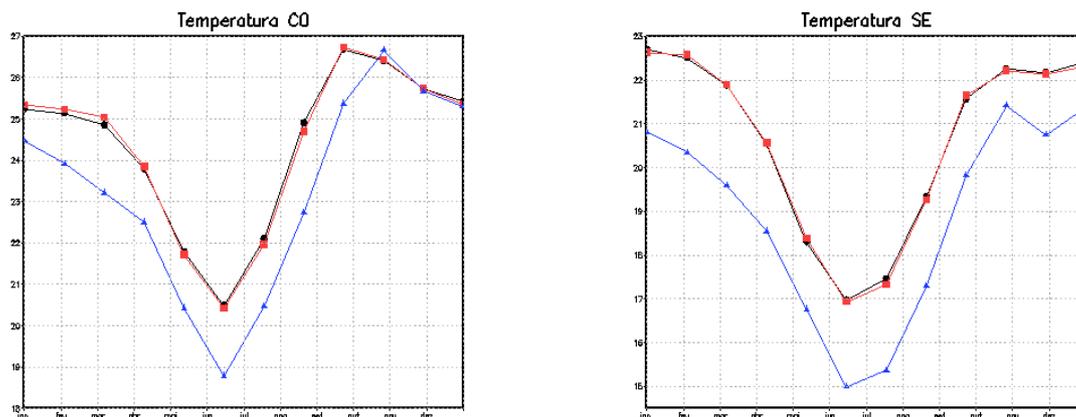


Figura 4.26 – Conclusão

Resumidamente, a partir da análise dos resultados, verificada a semelhança entre os experimentos CP e HMS1, sugere-se que a simulação é mais sensível ao campo de TSM (condições de contorno) que as variações orbitais ou concentração de CO₂, como verificado por Barsugli et al. (2006) e Douville et al. (2006).

4.11. Análise da variabilidade interanual e interdecadal do El Nino Oscilação Sul

Estudos realizados para o período do HM sugerem condições climáticas semelhantes ao clima atual, com TSM similares a do clima presente, ou seja, de uma atmosfera pré-industrial (Seppã *et al.* 2005; Zhao *et al.* 2005; Valdes, 2000). No entanto, ao compararem-se as TSM climatológicas do AMIP com as geradas pelo modelo do IPSL, verifica-se que na região do nino 3.4 o modelo do IPSL apresenta um viés quente de até 3°C, contradizendo os estudos supracitados.

As anomalias de TSM normalizadas da região do Nino 3.4 são apresentadas nas Figuras 4.27 e 4.28, para o clima presente e Holoceno Médio, respectivamente. Verifica-se que as anomalias positivas, para o período do HM, são menos intensas que as do clima presente. Com máximo positivo de 2,5°C e mínimos de até -3,0°C no HM, comparado ao máximo de 3,2°C e mínimo de -2,5°C. Na série de 40 anos, apenas três picos de anomalia superam os 2°C, no HM, enquanto, no clima presente, a série tem cinco anos

com máximo superior a $2,0^{\circ}\text{C}$. Sabendo-se que nessa região o modelo possui viés quente de até 3°C e sugerindo um limite de 2°C , pode-se dizer que durante o HM ocorreu apenas um (01) evento de El Nino, com anomalia de aproximadamente $0,5^{\circ}\text{C}$. Esse resultado é consistente com indícios paleoclimáticos, como indicado na literatura (Keefer *et al* 2003; Tudhope *et al.* 2001), os quais sugerem que durante o HM o fenômeno ENOS foi relativamente mais fraco.

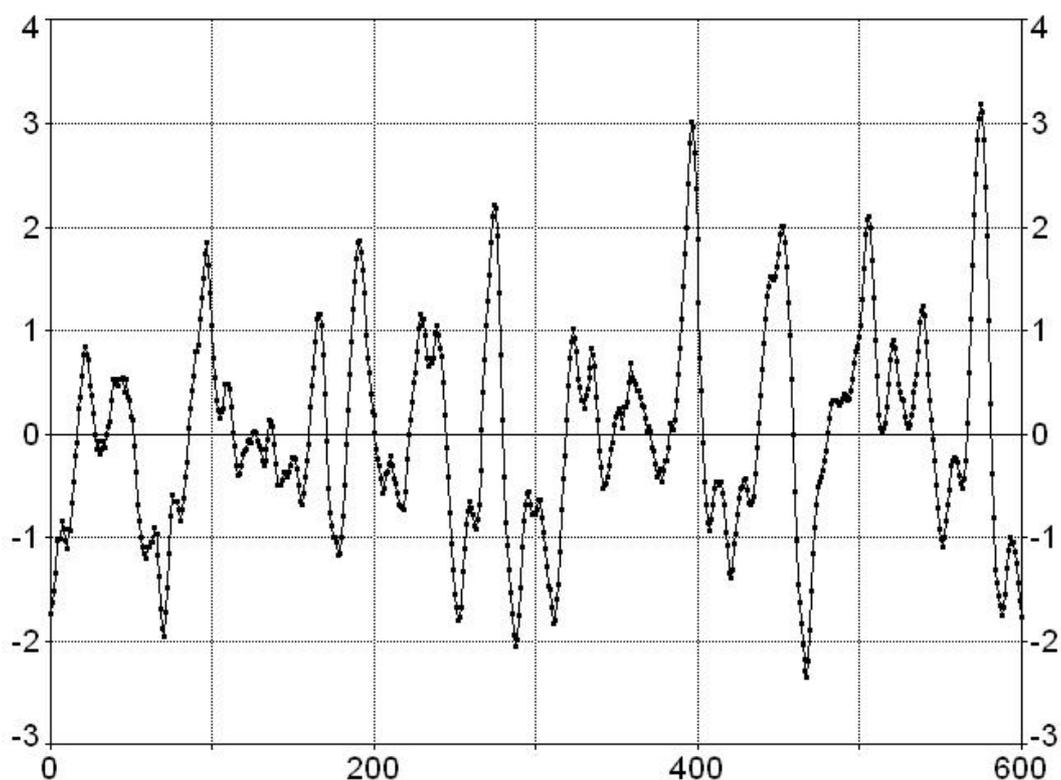


Figura 4.27 – Anomalias da TSM observada para o período de 1950 a 1999, para a região do Nino 3.4.

Fonte: CPC/NOAA (2007)

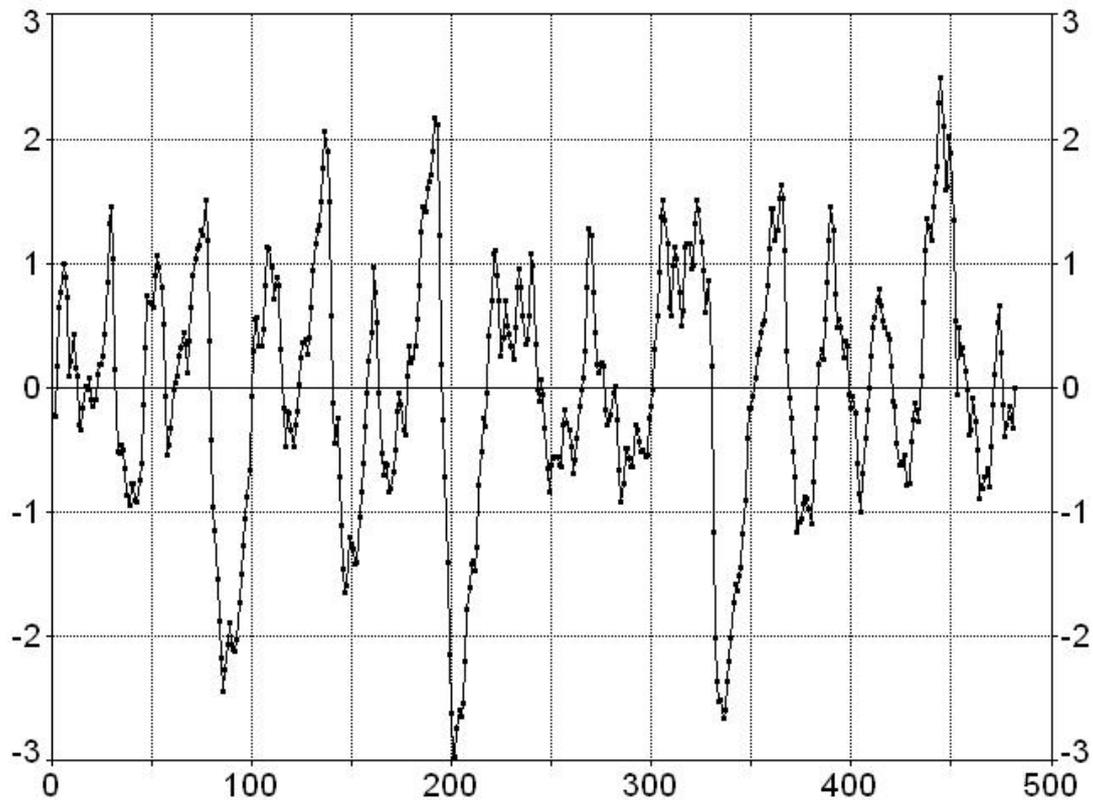


Figura 4.28 – Anomalias da TSM para a região do Nino 3.4 a partir das TSM do modelo do IPSL

A partir da análise espectral foi possível analisar as variabilidades contidas na série das anomalias de TSM, na região do Nino 3.4, e avaliar as mudanças no padrão de variabilidade entre o presente e o Holoceno Médio. As figuras (4.28 e 4.29) ilustram os periodogramas para as anomalias normalizadas da TSM na região do Nino 3.4, nos dias de hoje e o Holoceno Médio, respectivamente.

No presente (Figura 4.29) o sinal dominante, na região do Nino 3.4, é interanual: entre 60 e 43 meses (5 e 3,6 anos); 37 e 30 meses (3 e 2,5 anos). Para o HM, nessa região (Figura 4.30), os resultados são um pouco semelhantes. A dominância é também de sinal interanual: entre 43 e 28 meses (3,6 e 2,3 anos); 60 e 33 meses (5 e 2,7 anos) seguido de sinal anual mais fraco.

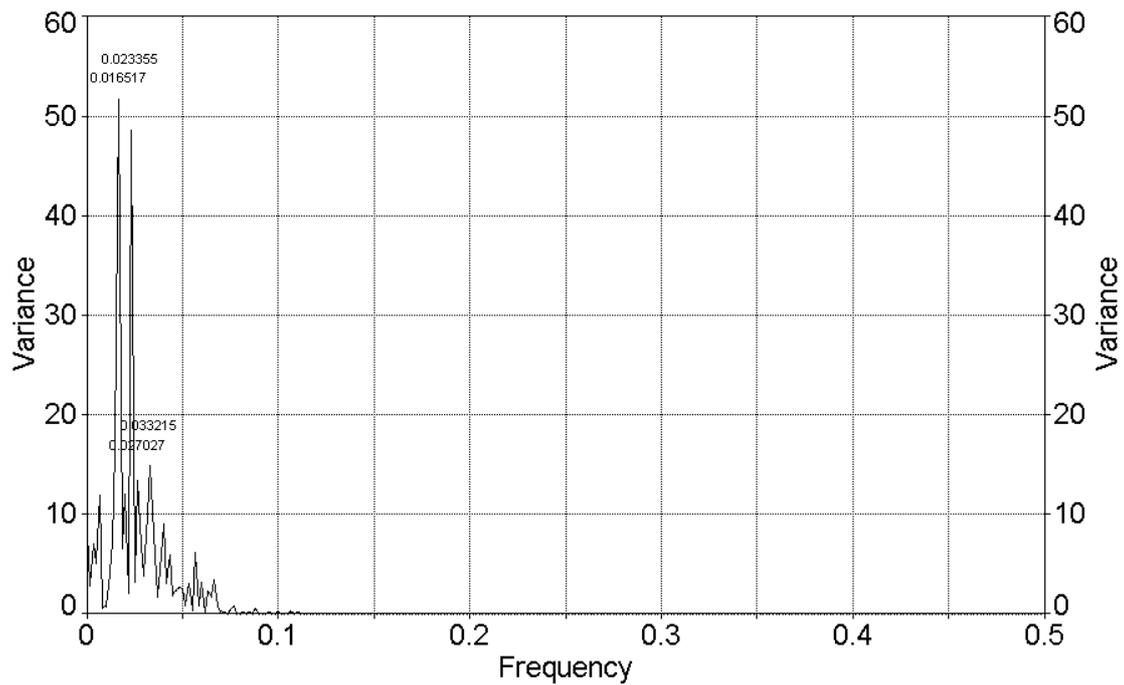


Figura 4.29 – Periodograma da série de anomalia da TSM observada de 1950 a 1999 para a região do Nino 3.4

Fonte: NOAA

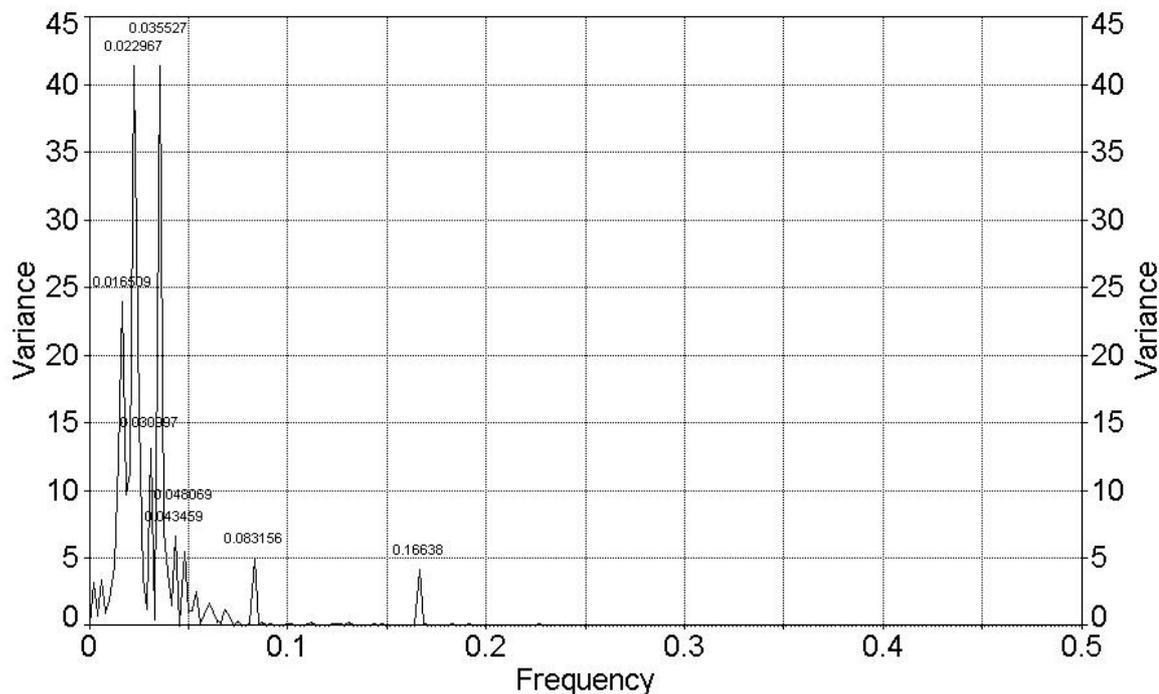


Figura 4.30 – Periodograma da série de anomalia da TSM para a região do Nino 3.4 a partir das TSM do modelo do IPSL

4.12. Simulação da vegetação para o período do Holoceno Médio a partir do clima HMS1 e HMS2

Os Biomas Naturais (Figura 4.31a) mostram a distribuição real da vegetação no planeta, não incluindo as mudanças no uso do solo, enquanto, os Biomas Potencias Naturais (Figura 4.31b) são os biomas gerados a partir do modelo de vegetação potencial (MVPot), em equilíbrio com o clima do período 1961-1990.

Como discutido por Oyama e Nobre (2004), o MVPot é capaz de reproduzir os principais padrões de biomas globais, quando forçado com o clima atual: florestas tropicais na Amazônia, Congo e Indonésia; savanas no Brasil e na África; campos Extra Tropicais na América do Norte (pradarias) e Eurásia (estepes); florestas temperadas na América do Norte, Europa e leste da Ásia; floresta mista e boreal na América do Norte e Eurásia; florestas de lariços no nordeste da Ásia; desertos na África (Sahara), no meio

leste (Arábia) e na Ásia central (Gobi); semi-deserto na África do Sul (Kalahari), Austrália e América do Norte. Regionalmente, na América do Sul, ao contrário de outros modelos, o CPTEC PVM, consegue representar os campos nos Pampas (no sul do Brasil) e evita a substituição de caatinga por cerrado no Nordeste brasileiro (Oyama, 2002). Isso justifica seu uso em simulações para o período do Holoceno Médio.

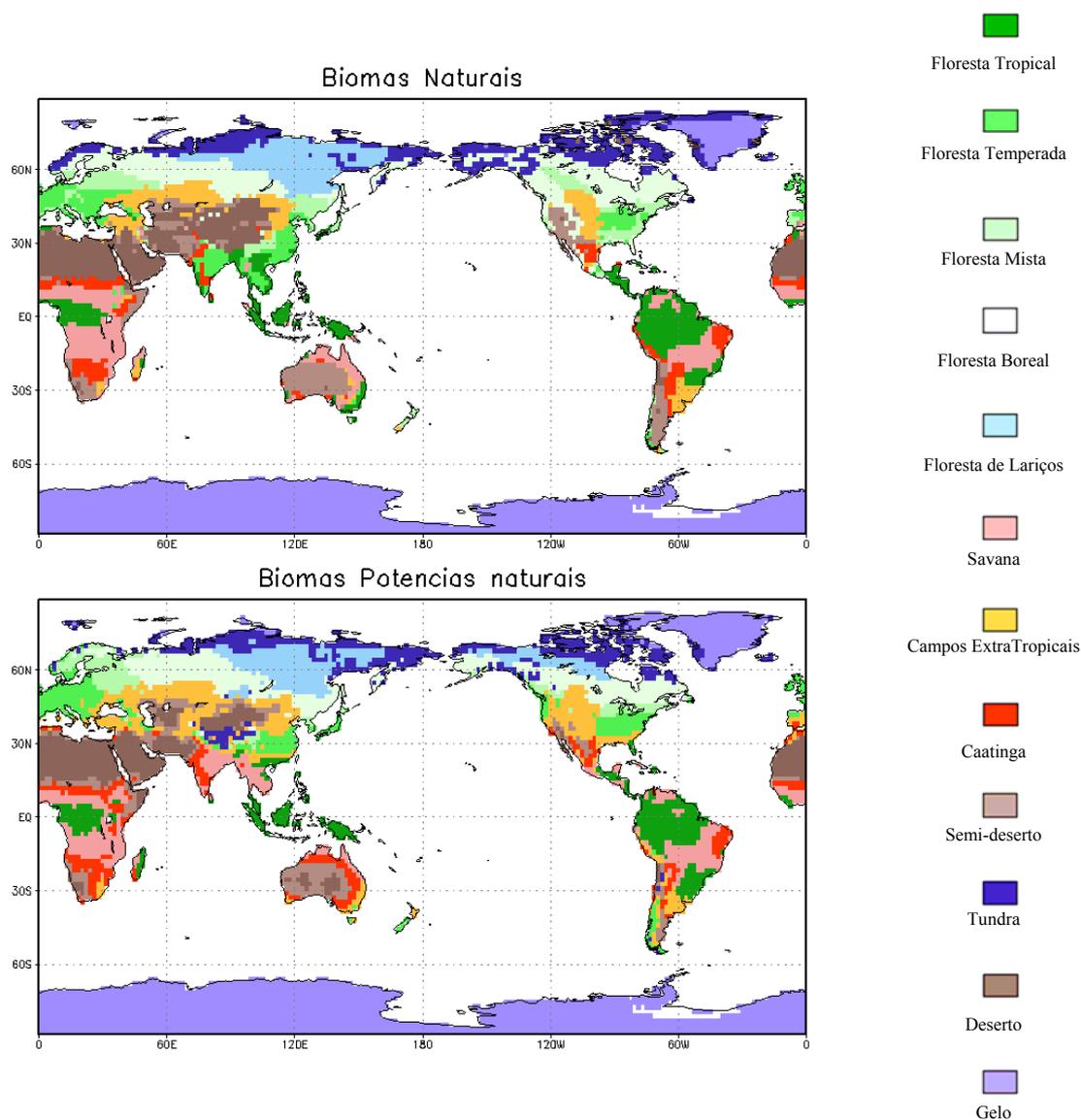


Figura 4.31 – (a) Biomias Naturais (não inclui mudanças no solo) e (b) Biomias Potencias Naturais (saída do MVPot, biomas em equilíbrio com o clima de 1961-1990).

Climatologias anuais de precipitação e temperatura do ar à superfície, a partir das diferenças entre as simulações HMS1 e HMS2 com o clima presente (Figura 4.32), serviram como entrada para o modelo de vegetação a fim de verificar o bioma em equilíbrio para o período do Holoceno Médio.

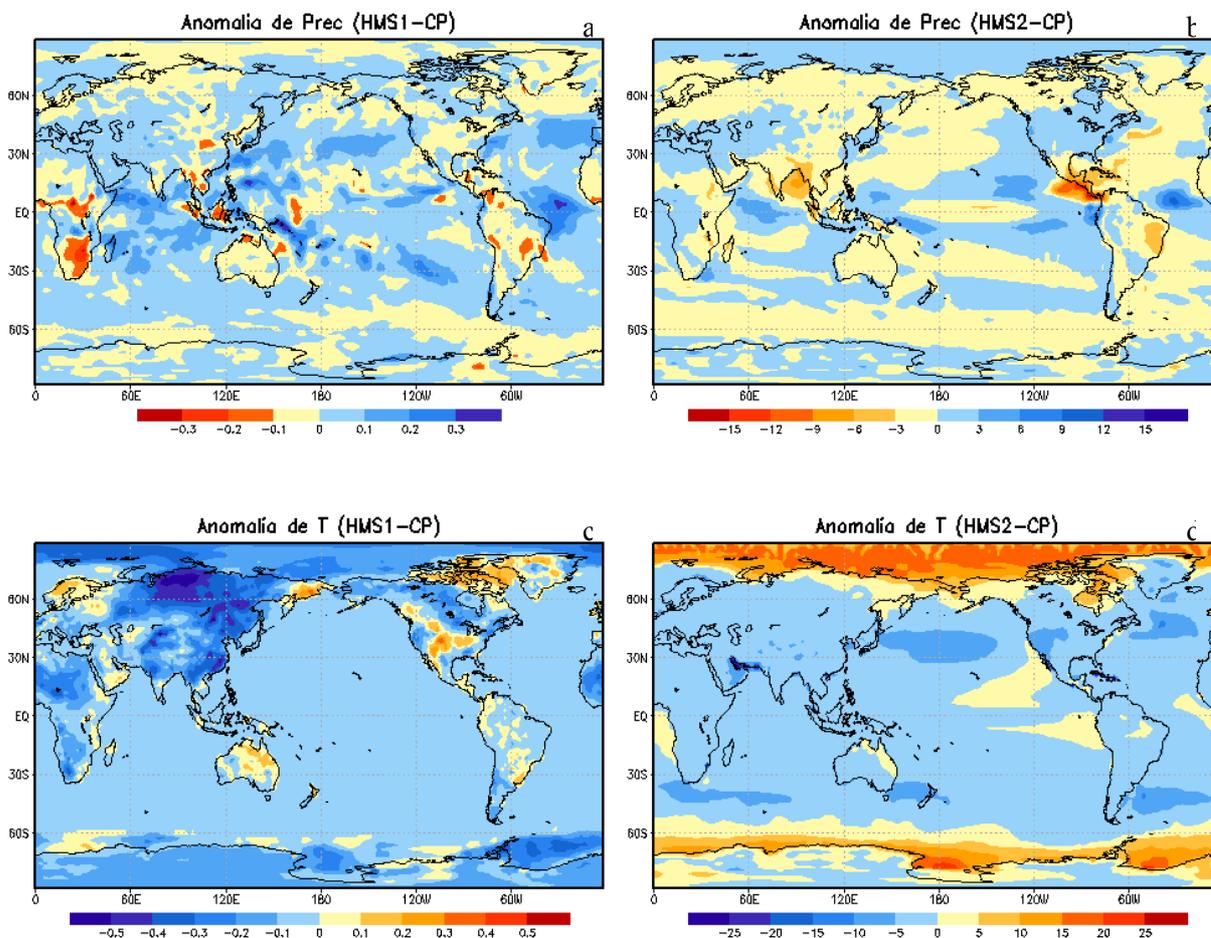


Figura 4.32 – Climatologia média anual da precipitação e temperatura para o HMS1 (a e c) e HMS2 (b e d).

No experimento um (HMS1) (Figura 4.33a) não se verificam grandes mudanças. No entanto, uma ligeira redução de vegetação tipo Mata Atlântica no sul do Brasil e no leste da região sudeste brasileira foi verificada. No HM devido a simulação de clima ligeiramente mais seco sobre essas regiões o MVPot simula avanço da vegetação de campos extratropicais sobre a Mata Atlântica para o experimento HMS1. Também sugere uma ligeira savanização da porção sul da bacia Amazônica, isso devido à

condições mais áridas simuladas pelo MCGA do CPTEC para o HMS1. Diferenças sutis entre os biomas potenciais naturais e o bioma de equilíbrio do HMS1 foram verificadas em outras partes do globo: (a) semi-deserto dar lugar ao solo nu, numa pequena região do oeste da Oceania e (b) uma ligeira expansão para oeste dos campos extra tropicais no norte da Argentina, substituindo sutilmente uma pequena região de gramíneas perenes e semi-deserto.

No experimento dois (Figura 4.33b) os biomas potenciais do HMS2 se apresentam bem diferentes do clima atual. Sobre a América do Sul:

(a) No Nordeste brasileiro na região atual de caatinga o modelo sugere desertificação, indicativo de clima mais seco durante o HM, simulado pelo MCGA do CPTEC;

(b) Um corredor de savanização é simulado na porção centro-norte da Amazônia e sul da região, indicativos de clima mais seco em ambas regiões. Conseqüência da desintensificação dos alísios que ocasiona uma redução do fluxo de umidade na região Amazônica e conseqüentemente o deslocamento mais ao norte da ZCIT, simulados no HMS2. Esses resultados concordam com dados de Rondônia e Humaitá (sul da região Amazônica) sugerem clima mais seco que o atual, na região em estudo no HM, e paleovegetação tipo cerrado, cerradão e savana (Pessenda *et al.*, 1998b; Sifeddine *et al.*, 2001);

(c) Nas regiões sul e sudeste do Brasil ao invés de Mata Atlântica o modelo de vegetação simula expansão dos campos extratropicais, devido a não simulação da ZCAS no HMS2. Isso é condizente com os dados paleoclimáticos e palinológicos para a região sul do Brasil, que indicam clima mais seco e quente com cobertura vegetal tipo campos no HM [Behling (2002); Behling *et al.*, (2001) e Behling *et al.*, (2004)];

(d) sobre os Andes, no norte da Argentina, a região de arbustos e gramíneas perenes (bioma tipo 8) atualmente, no HM o modelo sugere a existência de savana, indicação de clima mais úmido. Mayle *et al.* (2000) verificaram paleovegetação tipo mata Atlântica entre as fronteiras do Brasil e Bolívia o que reafirma os resultados do MVPot;

(e) pequenas áreas de tundra são visualizadas no sudoeste da América do Sul, sobre os Andes, ao invés de floresta tropical/temperada, isso pode ser devido à temperatura do mês mais frio (TC) ser muito baixa, ou seja, valores extremos no MVPot faz com que ocorram biomas resistentes tipo tundra, semi-desertos e floresta de lariços. Isto seria

consequência de uma redução de até 6°C na temperatura média sazonal, no experimento HMS2.

Um resumo da paleovegetação e paleoclima por regiões da América do Sul encontra-se na Tabela 4.1 e as principais mudanças na vegetação entre os experimentos HMS2 e CP encontram-se na forma de mapa na Figura 4.33.

Tabela 4.1 – Informações sobre paleoclima e paleovegetação durante o HM

Região	Paleoclima	Paleovegetação	Referência
Sul	Seco e quente	Campos e uma pequena população de araucária migrando ao longo dos vales dos rios	Behling (2002); Behling <i>et al.</i> , (2001; 2004); Souza, <i>et al.</i> , 2005
Sudeste	Seco e presença de Paleofogos. Exceto no Vale do Paraíba e sul do RJ que foi mais úmido	Cerrado acompanhado de matas ciliares e veredas	Salgado-Labouriau <i>et al.</i> (1997); Behling, 1997; Garcia <i>et al.</i> , 2004; Luz <i>et al.</i> , 1999
Centro-Oeste	Mais úmida com elevação de temperatura	Veredas	Souza, <i>et al.</i> , 2005
Nordeste	Oscilações entre períodos mais úmidos e condições semi-áridas	Declínio de floresta e gradual aumento de caatinga, cerrado e floresta de galeria	De Oliveira <i>et al.</i> , 1999
Norte	Semelhante ao clima atual exceto no sul da Amazônia, Serra dos Carajás e Rondônia clima mais seco	Semelhante a vegetação atual, exceto no sul da Amazônia, Serra dos Carajás e Rondônia cerrado, cerradão e savana	Souza, <i>et al.</i> , 2005

Fonte: Adaptada de Anhuf *et al.*, 2006

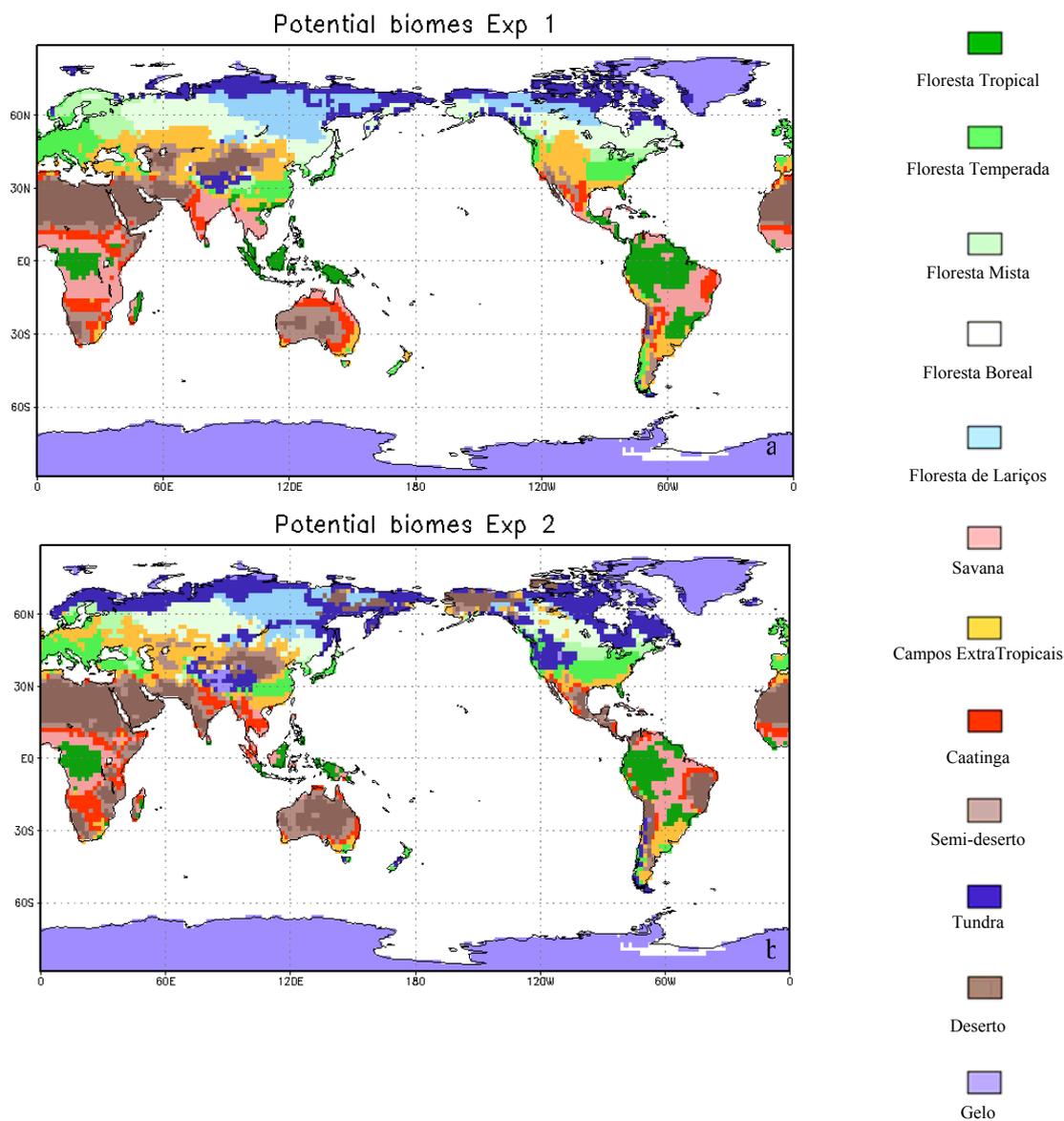


Figura 4.33 - Biomas Potenciais Naturais (a) equilíbrio com o clima do HMS1 e (b) equilíbrio com o clima do HMS2.

4.13. Teste de significância estatística (t-Student)

A significância estatística das anomalias é analisada pelo teste t de Student. Nos próximos gráficos verifica-se a aplicação do teste de significância (acima de 95%) para as anomalias das variáveis de precipitação, temperatura a superfície, pressão ao nível

médio do mar, circulação em altos e baixos níveis, entre os experimentos HMS1 e HMS2, utilizando o experimento HMS1 como o controle, levando em consideração as áreas de significância estatística do experimento HMS1 com relação CP, ilustradas anteriormente. Partindo da teoria do teste t de Student que leva em consideração a diferença entre os experimentos dividida pelo desvio padrão, verifica-se que a variância dá o sinal da diferença e pondera as áreas significativas, ou áreas de maior correlação com o controle. Daí, observa-se que as regiões com valores positivos (sombreado azul) indicam que o experimento HMS1 possui maior significância estatística e os valores em vermelho (negativos) sugerem que o HMS2 possui maior significância estatística comparado ao HMS1.

Para as anomalias de precipitação (Figura 4.34) os resultados sugerem que o HMS2 possui maior significância estatística na região da ZCIT sobre o Atlântico Norte comparado ao HMS1. Sobre o continente sul-americano as anomalias do HMS1 são mais significativas a níveis de teste inferiores a 5%. Quanto à temperatura da superfície (Figura 4.35) as anomalias no HMS2 possuem baixa significância estatística, explicada pelo uso da tsm gerada pela componente oceânica do modelo acoplado do Institut et Pierre Simon Laplace.

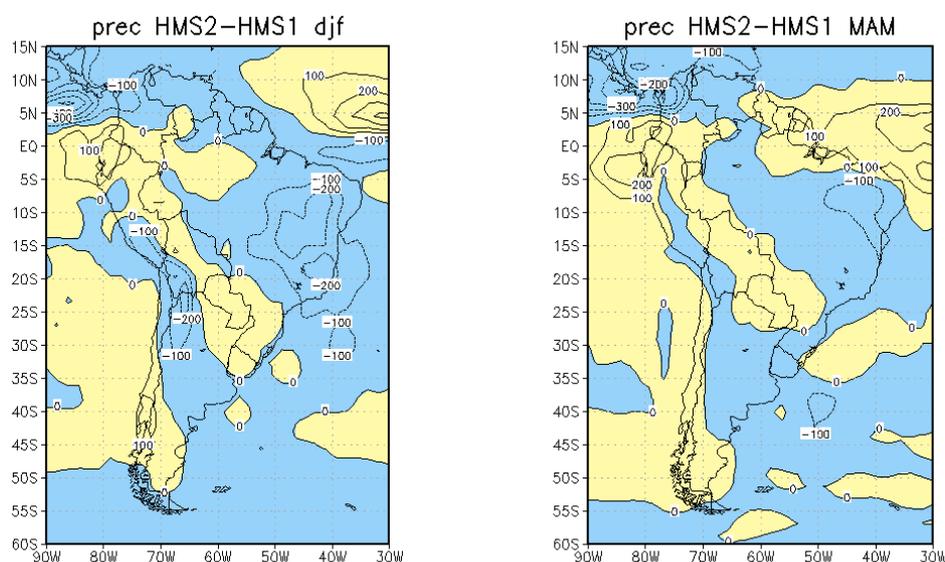


Figura 4.34 – Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de precipitação, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON. (continua)

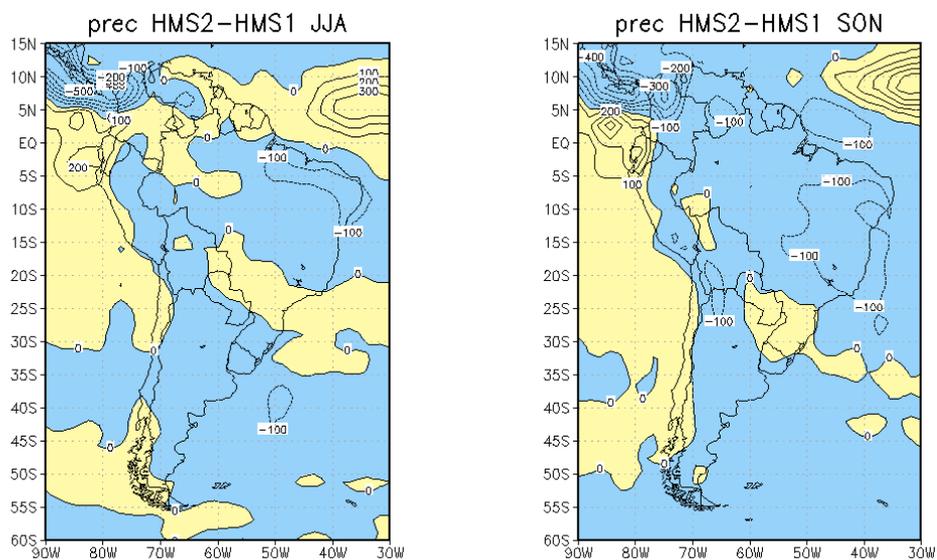


Figura 4.34 – Conclusão.

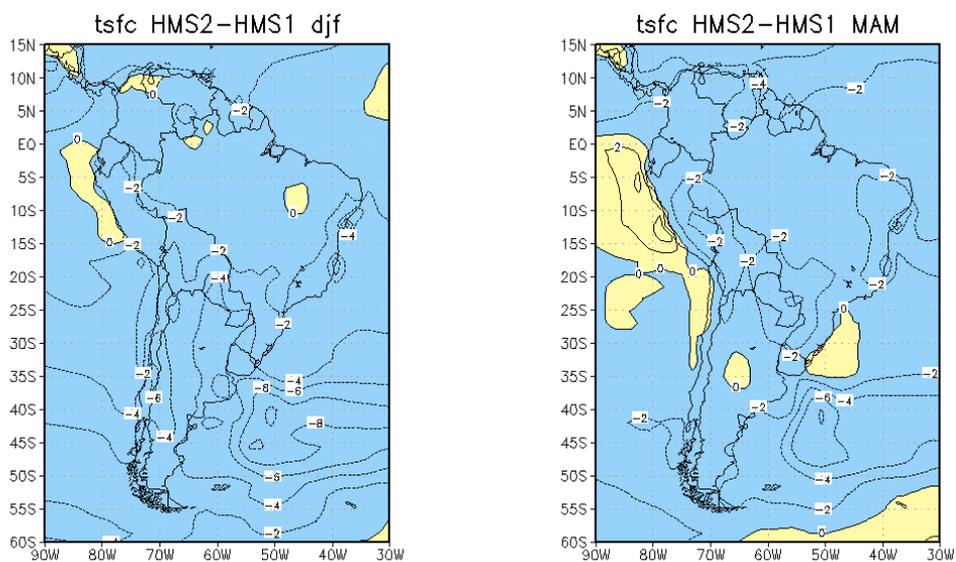


Figura 4.35 – Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de temperatura, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.

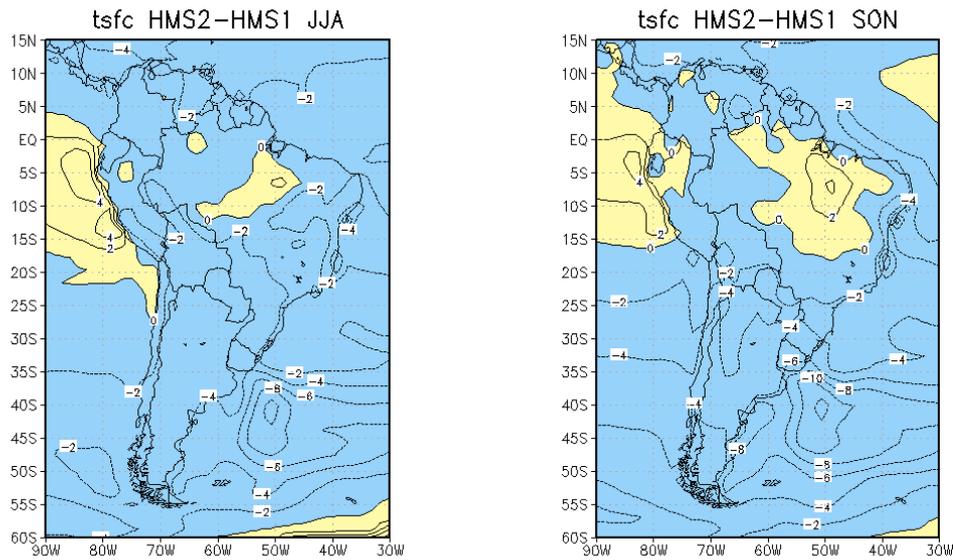


Figura 4.35 – Conclusão.

Para as anomalias de pressão ao nível médio do mar (Figura 4.36) os resultados sugerem que o HMS2 possui maior significância estatística sobre o continente sul americano no verão e primavera austral, no restante do ano maior significância é observada no experimento HMS1. O mesmo verifica-se para a circulação em baixos níveis (850 hPa) (Figura 4.37). Em altos níveis (200 hPa) sobre a América do Sul, a simulação HMS2, possui baixa significância estatística a níveis de teste inferiores a 5% (Figura 4.38).

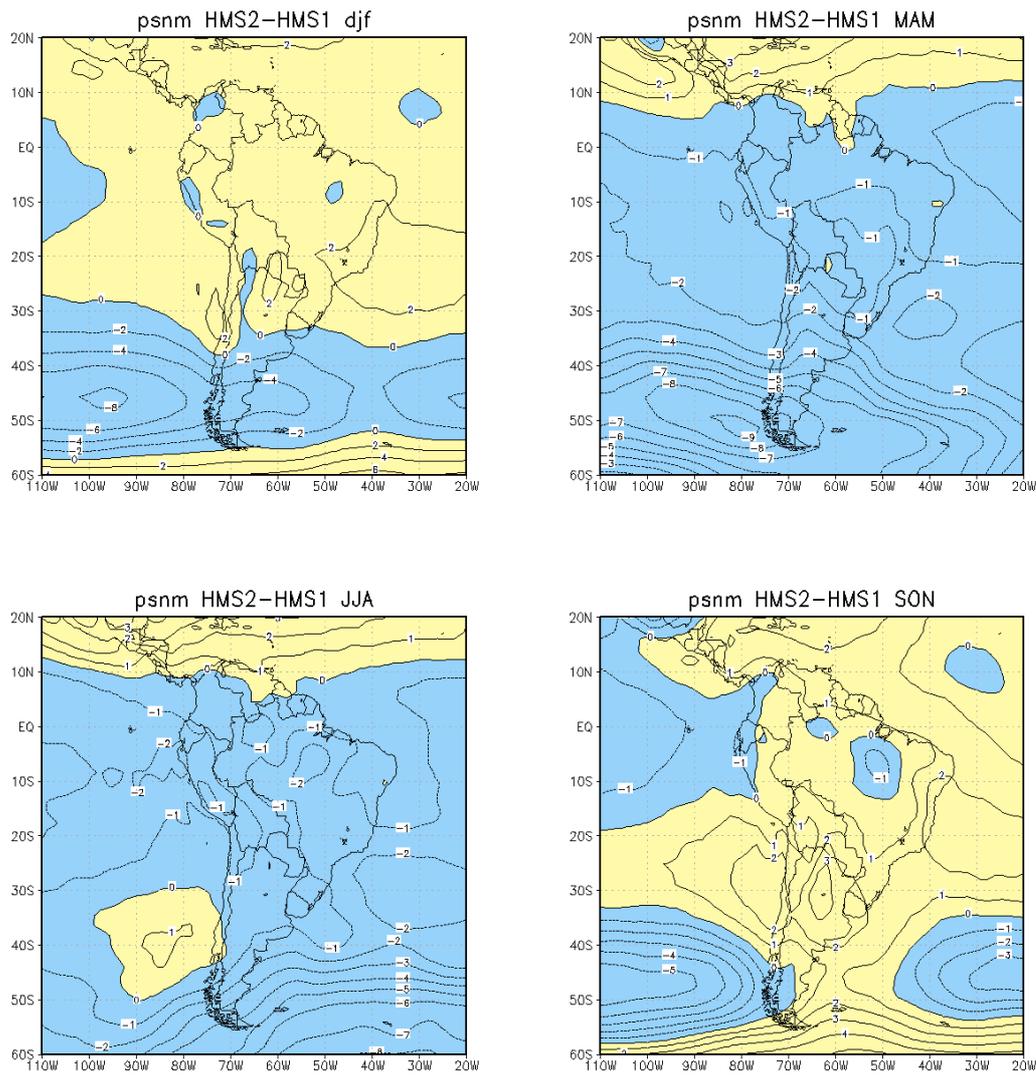


Figura 4.36 – Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias de pressão ao nível médio do mar, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.

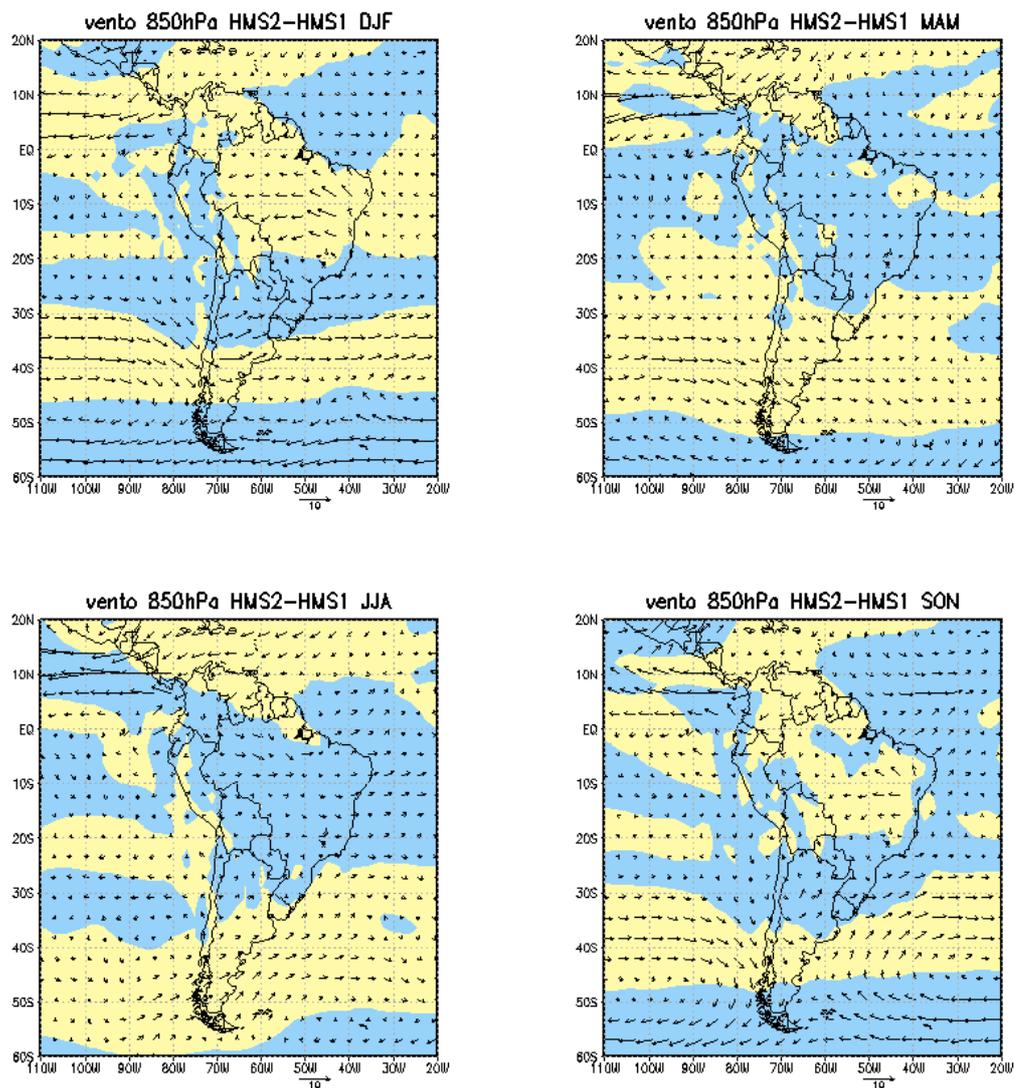


Figura 4.37 – Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias do vento em 850 hPa, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.

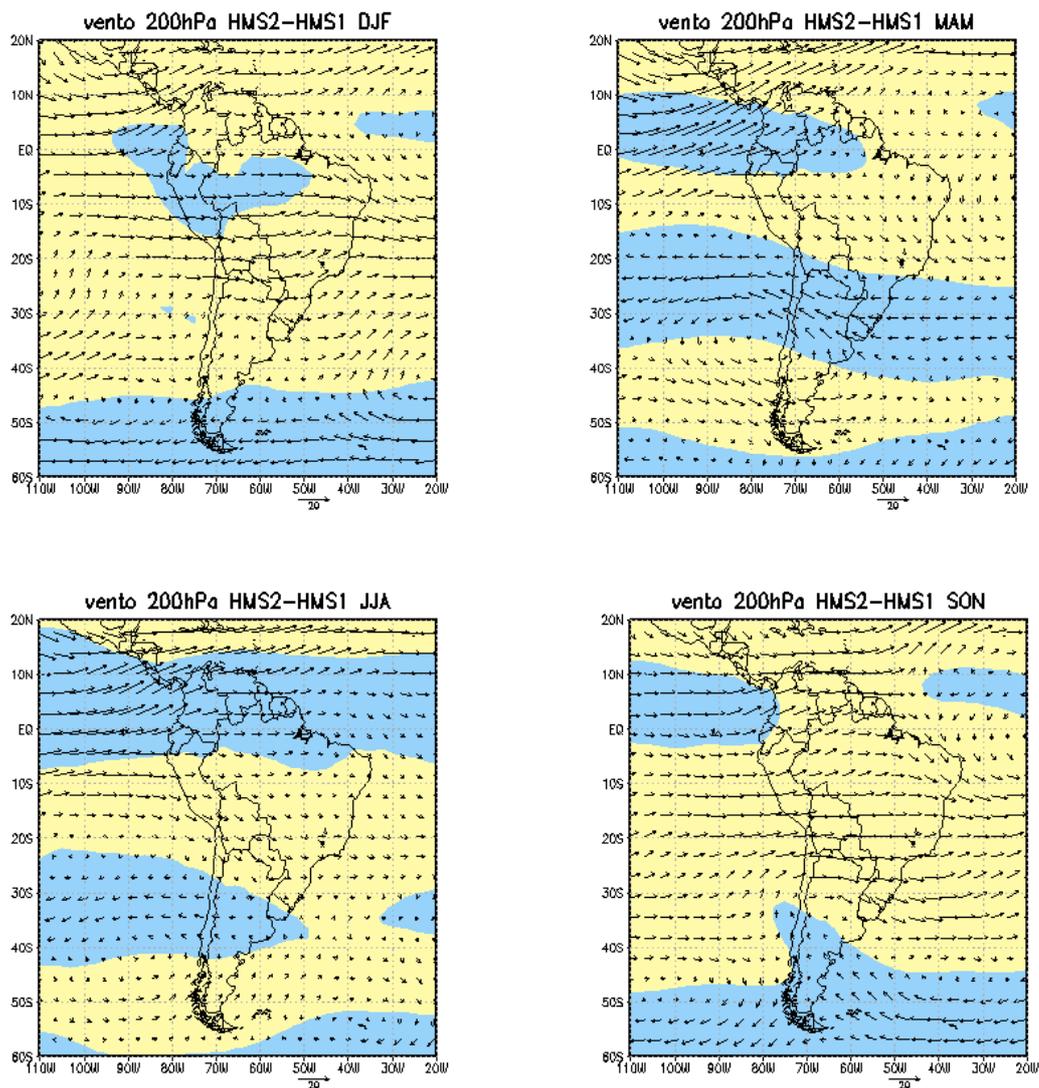


Figura 4.38 – Aplicação do teste t de Student sobre as anomalias do vento em 200 hPa, entre os experimentos HMS1 e HMS2, para DJF, MAM, JJA, SON.

5 CONCLUSÕES

As mudanças nos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade, obliquidade e precessão), para o período do Holoceno Médio, fizeram com que o ciclo sazonal da insolação fosse modificado em ambos os hemisférios. No Hemisfério Sul ocorreu uma atenuação do ciclo sazonal e no norte uma intensificação do ciclo, para o período do Holoceno Médio. Com o intuito de verificar se o MCGA do CPTEC captura essas características, foram realizados, inicialmente, dois conjuntos de simulações, com as mesmas condições de contorno e iniciais, posteriormente uma terceira simulação foi realizada a partir das TSM geradas pelo modelo oceânico do IPSL, compararam-se os resultados com indícios paleoclimáticos e resultados de outros modelos.

Confrontando os resultados das simulações do MCGA do CPTEC T062L28 com estudos paleoclimáticos, palinológicos, paleoambientais, paleobotânicos e resultados do PMIP I e II verifica-se que, em geral, o modelo conseguiu simular os padrões de grande escala para o período do Holoceno Médio, nos experimentos HMS1 e HMS2. No HMS1 o MCGA do CPTEC sugere que o Nordeste brasileiro encontrava-se mais frio e úmido concordando com resultados paleoclimáticos e também estudos de modelagem realizados por Valdes (2000). As regiões sudeste, centro-oeste e sul encontravam-se mais seca com alta significância estatística (acima de 95%).

Na simulação HMS2 (experimento de sensibilidade), para a qual a TSM gerada pelo modelo IPSL sugere que os oceanos estiveram mais frios, com algumas regiões específicas um pouco mais aquecidas, verificou-se clima mais seco e frio sobre América do Sul, com exceção da região extremo norte da Amazônia, que foi simulada ligeiramente mais úmida devido ao deslocamento mais ao norte da ZCIT. Essa simulação é um experimento de sensibilidade e não representa o clima do HM. Um panorama regional paleoclimático simulado pelo modelo do CPTEC e comparações com evidências paleoclimáticas pode ser observado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Resumo dos resultados das simulações HMS1 e HMS2 comparados aos estudos paleoclimáticos

Região	HMS1	HMS2	Estudos Paleoclimáticos
Sul	+seco, exceto inverno+frio	+seco e +frio	Seco e quente
Sudeste	+seco e +frio	+seco e +frio	Seco e presença de Paleofogos. Exceto no Vale do Paraíba e sul do RJ que foi mais úmido
Centro-Oeste	+seco e +frio	+seco e +frio	Mais úmida com elevação de temperatura
Nordeste	+úmido e +frio	+úmido e +frio	Oscilações entre períodos mais úmidos e condições semi-áridas
Norte	+seco, exceto no noroeste, e +quente	+seco, exceto no extremo norte no outono e inverno e +quente no leste	Semelhante ao clima atual exceto no sul da Amazônia, Serra dos Carajás e Rondônia clima mais seco

Em ambos experimentos, HMS1 e HMS2, verificou-se: (a) uma intensificação do fluxo médio em 850hPa e do fluxo médio sazonal de umidade, também constatado a partir de estudos paleoclimáticos por Kohfeld e Harisson (2003), que pode ser consequência da intensificação e proximidade do continente da ASAS, essas características foram observadas principalmente no verão austral durante o Holoceno Médio e são semelhantes as observadas nas estações de outono e inverno no clima presente; (b) enfraquecimento dos alísios de nordeste, o que explica o posicionamento mais ao norte da ZCIT; (c) desintensificação da ZCAS no HMS1 e o quase desaparecimento desta no HMS2; (d) intensificação do cavado do nordeste; (e) ligeiro enfraquecimento da Alta da Bolívia no experimento HMS1 e seu desaparecimento no HMS2 e (f) mudança no padrão de vento entre as estações de verão e inverno, sobre a região amazônica, sugerindo a existência da circulação tipo monção na América do Sul, no entanto, esse sistema foi simulado ligeiramente mais fraco durante o HM devido a redução dos índices pluviométricos nas regiões amazônica, central e sudeste do Brasil. Os resultados, de maneira geral, concordam com as simulações padrões do PMIP e com estudos paleoambientais.

No quesito temperatura observou-se que em geral, o modelo do CPTEC, para o experimento HMS1, sugere pequeno gradiente térmico meridional sobre a América do Sul, frio na região nordeste e central da Amazônia e mais quente nas regiões central,

sudeste e sul do Brasil. Esse gradiente se inverte durante o inverno. E resfriamento de até 5°C no HMS2, isso pode ser devido à distribuição de radiação de ondas curtas (Figura 4.3) que foi modificada para esse período, como também devido à redução da concentração de CO₂, de 340 ppm para 280 ppm. Um resumo da circulação de baixos e altos níveis para os experimentos CP, HMS1 e HMS2 é mostrado na Figura 5.1.

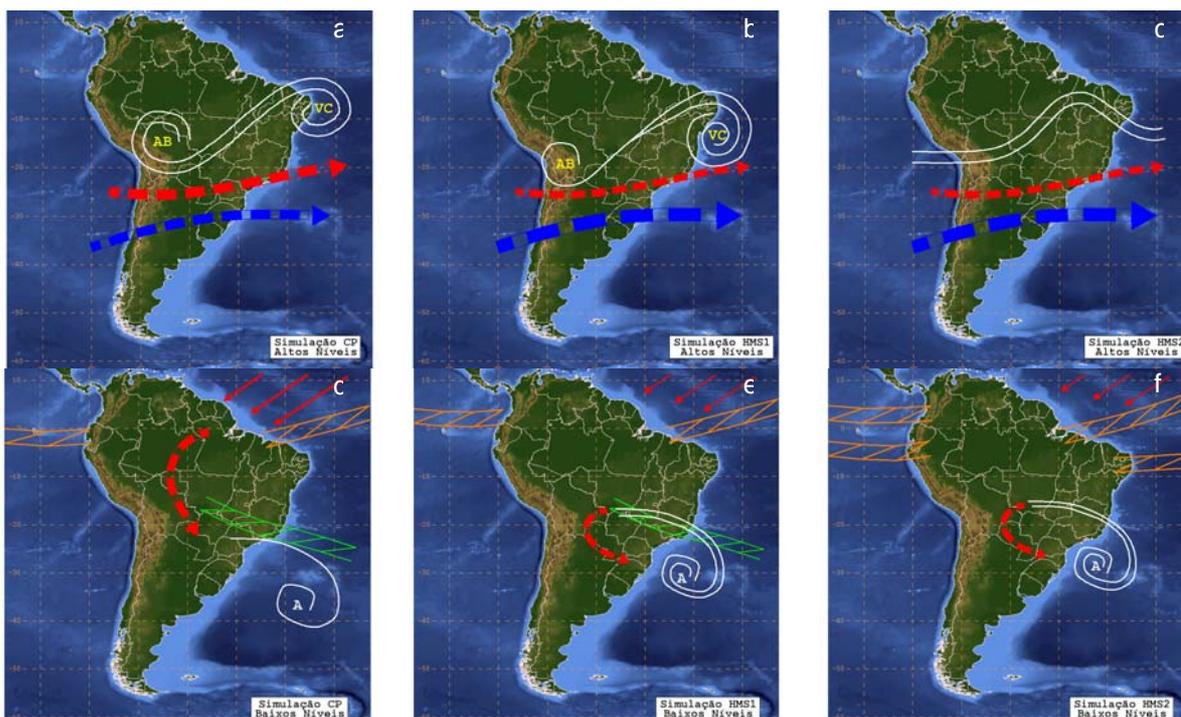


Figura 5.1 – Resumo das principais mudanças da circulação média em altos e baixos níveis da atmosfera, sobre a América do Sul no verão para as simulações CP, HMS1 e HMS2. Altos níveis: seta vermelha tracejada => Jato Subtropical; seta azul tracejada => Jato Polar; AB => Alta da Bolívia; e VC=>Vórtice Ciclônico. Baixos Níveis: seta vermelha tracejada => LLJ; (b) seta vermelha contínua => ventos alísios; ZZZZ => ZCAS; ZZZZ => ZCIT

Com o intuito de verificar a ocorrência e variabilidade do fenômeno ENOS, as anomalias das TSM do IPSL normalizadas para região do Nino 3.4 foram analisadas e uma análise espectral foi avaliada. Os resultados sugerem anomalias menos intensas que as do clima presente. Contudo, o modelo do IPSL possui um viés quente nessa região, considerando esse fato e subtraindo esses 2°C das anomalias de TSM da região Nino

3.4, observar-se apenas um pico de aproximadamente 0,5°C. Isto sugere que durante o HM não foi verificado o fenômeno El Niño, como indicado na literatura.

A fim de verificar o bioma em equilíbrio para o período do Holoceno Médio, simulações foram realizadas com o modelo CPTEC PVM e verifica-se que sua resposta para o HM concorda com indícios paleoclimáticos. As mudanças verificadas nos experimentos HMS1 e HMS2 estão resumidas na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 – Resumo do panorama regional da vegetação nos experimentos HMS1 e HMS2 comparado aos estudos de paleovegetação.

Região	Vegetação simulada no HMS1	Vegetação simulada no HMS2	Paleovegetação
Sul	Floresta Tropical avanço de Campos extra-tropicais na porção sul	Expansão dos campos sobre a floresta tropical	Campos e uma pequena população de araucária migrando ao longo dos vales dos rios
Sudeste	Floresta Tropical, savana e avanço de Campos extra-tropicais na porção leste	Expansão dos campos sobre a floresta tropical	Cerrado acompanhado de matas ciliares e veredas
Centro-Oeste	Savana (semelhante a atual)	Savana (semelhante a atual)	Veredas
Nordeste	Caatinga e Savana (semelhante a atual)	Desertificação	Declínio de floresta e gradual aumento de caatinga, cerrado e floresta de galeria
Norte	Floresta Tropical e Savana no extremo norte (Semelhante a atual) e savanização na porção sul	Corredor de savanização na porção centro-norte e sul da Amazônia	Semelhante a vegetação atual, exceto no sul da Amazônia, Serra dos Carajás e Rondônia cerrado, cerradão e savana

A sinergia dos parâmetros órbitas e CO₂ com TSM climatológica mostrou um clima para o HM qualitativamente similar ao atual, modificando a TSM o clima simulado pelo MCGA do CPTEC foi diferente do atual, no entanto, maior significância estatística (acima de 95%) foi verificada no HMS1. Assim os resultados sugerem que o MCGA do CPTEC é mais sensível as condições de contorno (TSM) que a forçante externa dos parâmetros orbitais. Daí vê-se a necessidade de utilizar condições mais realísticas. No entanto, vale salientar que o experimento HMS2 foi de sensibilidade e não representa o clima do HM.

O teste do desempenho do MCGA do CPTEC em um experimento climático, para o qual o problema científico foi estudar o clima do HM com foco sobre a América do Sul,

usando diferentes TSM (climatológica e do modelo do IPSL), baseado na literatura existente, uma nova e relevante contribuição à ciência foi fornecida por este trabalho. Pois, os resultados sugerem que, de maneira geral, o MCGA do CPTEC captou os padrões de grande escala da atmosfera e como já foi testado para o presente e para um passado geológico recente, marcado por uma mudança climática natural, o Holoceno Médio, este modelo pode ser considerado apto para realizar cenários do clima futuro.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Inicialmente outras simulações para o Holoceno Médio poderiam ser realizadas com o intuito de estudar o efeito da mudança dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂ separadamente;

Propõe-se ainda o acoplamento do CPTEC PVM com o MCGA do CPTEC para estudar os “feedbacks” da vegetação, pois verifica-se que a magnitude dos sistemas pode ser subestimada quando não se leva em conta os efeitos da vegetação;

Downscaling destes cenários paleoclimáticos e de paleovegetação também pode ser realizado;

Por fim poderia ser feito o acoplamento atmosfera-oceano-vegetação para assim ter todos os efeitos conjuntos e compará-los aos resultados apresentados nesse trabalho e com os resultados do PMIP II.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. O *optimum* climático. **Scientific American Brasil**, n. 60, p. 98, 2007
- ANHUF, D. *et al.* Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 239, p. 510–527. 2006
- BAKER, P. A., *et al.* The History of South American tropical precipitation for the past 25,000 Years. **Science**, v. 291, p. 640-643, 2001
- BARSUGLI, J J.; SHIN, S.; SARDESHMUKH, P. D. Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. **Climate Dynamics**, v. 27, p. 483-492. 2006
- BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brasil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, p. 253-268, 1995.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 129, p. 407– 422. 1997
- BEHLING, H.; NEGRET, A. J.; HOOGHMESTRA, H. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. **Journal of Quaternary Science**, v. 15, n. 7, p. 687-695, 2000.
- BEHLING, H, BAUERMANN, S.G., NEVES, P.C. Holocene environmental changes from the São Francisco de Paula region, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 631-639. 2001.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.
- BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 179, p. 227-243, 2002.
- BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high-resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambara do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 203, p. 277-297, 2004.

BERGER, A. L. Notes and Correspondence: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, p. 2362-2367. 1978.

BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, S.; MARTI, O.; DE NOBLET, N. Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. **Geophysical Research Letters**, v. 26, p. 2481–2484. 1999.

BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, S.; MARTI, O.; LECLAINCHE, Y. Ocean feedback in response to 6 kyr BP insolation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1537–1553. 2000

BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, S.; DE NOBLET, N.; RAMSTEIN, G. Mid-holocene and Last Glacial Maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project. **Global and Planetary Change**, v. 26, n. 1-3, p.51-66. 2000

BRACONNOT, P.; LOUTRE, M.F.; DONG, B.; JOUSSAUME, S.; VALDES, P. How the simulated change in monsoon at 6 ka BP is related to the simulation of the modern climate: results from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. **Climate Dynamics**, v. 19, p. 107–121. 2002.

BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, J.; HARRISON, S.; HEWITT, C.; VALDES, P.; RAMSTEIN, G.; STOUFFER, R.J.; OTTO-BLEISNER, B.L; TAYLOR, K.E. The second phase of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP II). **Clivar Exchanges**, v. 8, p. 19–20. 2003.

BRACONNOT, P.; HARRISON, S.; JOUSSAUME, J.; HEWITT, C.; KITO, A.; KUTZBACH, J.; LIU, Z.; OTTO-BLEISNER, B. L.; SYKTUS, J.; WEBER, S. L. Evaluation of coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene. In: Batterbee *et al* (ed) **Past climate variability through Europe and Africa**. Dordrecht: Kluwer, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A. *et al.*, Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988. 2002.

CLIMATE PREDICTION CENTER/NATIONAL OCEANIC ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-CPC/NOAA.

Monthly sea surface temperature. Washington, USA, 2007.

Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>. Acesso em: jan. de 2007.

CLAUZET, G.; SILVA DIAS, P. L.; WAINER, I.; JORGETTI, T.; TURCQ, B.; COMPAGNUCCI, R. H. Overview of numerical modeling studies of the mid-Holocene in South America. In: **Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects**. 2006. 192p. (IAI SPG-078 Final Scientific Report).

COELHO, L. G.; BARTH, O. M.; CHAVES, H. A. F. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, southeast Brazil, in the last 6000 years B.P. **Pesquisas em Geociências** (UFRGS), v. 29, p. 71-79, 2002.

COOK AND E. K. VIZY, Effects of 21st century climate change on the Amazon rainforest, **Journal of Climate**, 2007. accepted.

CORDEIRO, R. C. **Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 74000 anos, na região de Carajás, Pará**. Rio de Janeiro. 144p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Fluminense, 1995.

COX, P. M., R. A. BETTS, M. COLLINS, P. P. HARRIS, C. HUNTINGFORD, AND C. D. JONES, Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century, **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 137– 156, 2004

CURTIS, J.; HODELL, D.A.,. An isotopic and trace element study of ostracods from lake Miragoane, Haiti: A 10,500 year record of paleosalinity and paleotemperature changes in the Caribbean. In: P. K. Swart; Lohmann K. C.; McKenzie J.; Savin S. (eds). **Climate change in continental isotopic records**. Washington, D. C.: American Geophysical union, v.78, p.135–152, 1993.

de NOBLET-DUCOUDRE, N.; CLAUSSEN, R.; PRENTICE, C. Mid- Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP Experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 643–659. 2000.

DE OLIVEIRA, P. E; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene=Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, p. 319-337, 1999.

DEWES, C. F. **Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6 ka AP**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – USP. 2007.

DORMAN, J.L.; SELLERS, P.J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 9, p. 833-855, 1989.

DOUVILLE, H.; SALAS-MÉLIA, D.; TYTECA, S. On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. **Climate Dynamics**, v. 26, p. 367-385. 2006

FONTUGNE, M. USSELMANN, P. LAVALLÉE, D. JULIEN, M. And HATTÉ, C. El Niño Variability in the Coastal Desert of Southern Peru during the Mid-Holocene. **Quaternary Research**, v. 52, n. 2, pp. 171-179. 1999.

FREITAS, H.A.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; GOUVEIA, S.E.M.; RIBEIRO, A.S.; BOULET, R. Late Quaternary climate change in southern Amazon inferred from 17,000 years vegetation dynamic record from soil organic matter, using $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating. **Quaternary Research**, v. 55, p. 39–46. 2001.

GAGAN, M.K.; AYLIFFE, L.K.; HOPLEY, D.; CALI, J.A.; MORTIMER, G. E.; CHAPPELL, J.; MCCULLOCH, M. T.; HEAD, M. J. Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. **Science**, v. 279, p. 1014--1017, 1998.

GANOPOLSKI, A.; KUBATZKI, C.; CLAUSSEN, M.; BROVKIN, V.; PETOUKHOV, V. The Influence of Vegetation-Atmosphere-Ocean Interaction on Climate During the Mid-Holocene. **Science**, v. 280, n. 5371, p. 1916 – 1919. 1998.

GARCIA, M. J. ; DE OLIVEIRA, P. E.; SARAIVA, R.; SIQUEIRA, E. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. **Review of Palynology and Palaeobotany**, v. 131, p. 181-199. 2004.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; ROVERATTI, R.; GOMES, B.M. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas, indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C). **Geochemical Brasiliensis**, v. 11, p. 355–367. 1997.

HARSHVARDHAN, K. M.; BROMWICH, D. H. ; CORSETT, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal Geophysical Research**, v. 92, p. 1009-1016. 1987.

HAUG, G. H.; HUGHEN, K. A.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. **Science**, v. 293, p. 1304--1308, 2001.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. Academic Press 1994, p 410.

HOU, Y. T. **Cloud-radiation dynamics interaction**. Ph.D. Thesis, University Maryland, 209 pp. 1990.

HARRISON, S. P.; BRACONNOT, P.; HEWITT, C.; STOUFFER, R. J. Fourth International workshop of The Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP): launching PMIP Phase II. **EOS**, v. 83, p. 447–447. 2002.

HARRISON, S. P., *et al.* Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 663-688. 2003

HEWITT, C. D.; MITCHELL, J. F.B. A fully coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. **Geophysical Research Letters**, v. 25, p. 361–364, 1998.

HOU, A. Y. ; LINDZEN, R. S., The Influence of Concentrated Heating on the Hadley Circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n 14, p. 1233 – 1241. 1991.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. **Climate Change 2001**: the scientific basis IPCC WG I TAR. Cambridge: Cambridge Univ. Press. p.881, 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. **Climate Change 2007**: the physical scientific basis IPCC AR4 WG I. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2007. p.498.

JANSEN, E.; WEAVER, A. CLIVAR/PAGES intersection panel: understanding natural climate variability through integrating the climate dynamics and paleoclimate communities. Joint edition of the IGB. **Pages News**, v. 13, n.3 and **Clivar Exchanges**, v. 11, n. 1, n 36: 2. 2006.

Jorgetti, T. **Análise de uma modelagem do clima tropical atual da América do Sul e em 6.000 BP**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – USP. 2004.

JOSSAUME, S. ; TAYLOR, K. E. Status of the paleoclimate modeling intercomparison project. In: INTERNATIONAL AMIP SCIENTIFIC CONFERENCE, WCRP (WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAMME), 1., 1995, Monterey. **Proceedings...** Monterey: WMO, 1995. p. 425 – 430

JOUSSAUME, S.; TAYLOR, K.E.; BRACONNOT, P.; *et al.* Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 7, p. 859-862. 1999.

KEEFER, D. K.; MOSELEY, M. E. AND de FRANCE S.D. a 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of the Southern Peru and its relation to El Nino events and great earthquakes. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 194, n.1, p. 41-77. 2003.

KHODRI M, et al. Simulating the Amplification of Orbital Forcing by Ocean Feedbacks in the Last Glaciation. **Nature**, v. 410, n. 6828, p. 570-574. 2001

KOHFELD, K.E. ; HARRISON, S.P. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 321- 346. 2000.

KUO, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 1, p. 40-63, 1965.

KUO, H.L. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1232-1240, 1974

KUTZBACH, J. E.; LIU, Z. Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. **Science**, v. 278, p. 440–443

LACIS, A. A. and HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of the solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 118-133. 1974.

LEDRU, M.P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary Research**, v. 39, p. 90–98. 1993.

LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. **Geology**, v. 30, p. 275-78. 2002

LIU, Z.; HARRISON, S.P.; KUTZBACH, J. ; OTTO-BLIESNER, B. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 157-182. 2004.

LORENZI, H., SOUZA, H. M., MEDEIROS-COSTA, J. T., CERQUEIRA, L. S. C., BEHL, N. V. **Palmeiras no Brasil - nativas e exóticas**. Nova Odessa: Plantarum. 1996. 303p.

LUZ, C.F.P.; BARTH, O.M.; MARTIN, L. Evolução das florestas tropicais estacional semidecídua e ombrófila densa durante o Holoceno Médio na região norte do Rio de Janeiro, baseada em palinologia. **Geociências**, v. 4, n. 6, p. 74 -84. 1999.

MANABE, S.; R. J. STOUFFER. Climate variability of a coupled ocean-atmosphere-land surface model: Implication for the detection of global warming. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1177-1185. 1997.

MARENGO, J. A., *et al.*, Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC-COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459 – 475, 2003.

MARENGO, J. A.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2279. 2004.

MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 11–22. 2005.

MARENGO, J. A. Cenários de Mudanças Climáticas para o Brasil em 2100. **Ciência e Ambiente**, v. 34, p. 100-125, 2007.

MARTIN, L.; FOURNIER, M.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; ABSY, M.L.; FLEXOR, J.-M. Southern oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7000 years. **Quaternary Research**, v. 39, p. 338–346. 1993.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 99, p. 119–160. 1992.

MASSON V, et al. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. **Quaternary Research**, v. 54, n. 3, p. 348-358. 2000.

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. **Science**, v. 290, p. 2291-2294, 2000.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure Model Geophysical Fluid Problems. **Rev. Geophysics Space Physics**, v. 20, p. 851 – 875. 1982

MORENO P. I. Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15000 yr. **Journal of Quaternary Science**, v. 19, n. 1, 35-47. 2004.

MORLEY, J. J. and DWORETZKY, B. A. Holocene temperature patterns and the South Atlantic, Southern and Pacific oceans. WRIGHT, H. E. *et al.* (eds.). **Global climates since the last glacial maximum**. Minnesota: University Press, p.125-135. 1993.

OLIVEIRA FILHO, A. T.; RATER, J. A. Vegetation physiognomies and woody flora of the cerrado biome. In: OLIVEIRA, P.S. ; MARQUIS, R. J. (eds). **The cerrados of Brazil: ecology and natural history of a neotropical savanna**. New York: Columbia University Press. 2002. p. 91-120.

OTTO-BLIESNER, B. L.; BRADY, E. C. Tropical Pacific variability in the NCAR Climate System Model. **Journal of Climate**, v. 14, p. 3587–3607. 2001.

OYAMA, M.D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. 192 f. Tese (Doutorado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

OYAMA, M. D., and Nobre, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, 2199, doi:10.1029/2003GL018600. 2003.

OYAMA, M.D.; NOBRE, C.A. A simple potential vegetation model for coupling with the simple biosphere model (SiB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p.

PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; MELFI, A. J.; TELLES, E.C.C.; BOULET, R., VALENCIA, E.P.E; TOMAZELLO, M. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon**, v 38, n. 2, p. 191-201. 1996.

PESSENDA, L.C.R., GOMES, B.M., ARAVENA, R., RIBEIRO, A.S., BOULET, R., GOUVEIA, S.E.M. The carbon isotope record in soils along a forest–cerrado ecosystem

transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v. 8, n. 5, p. 631–635. 1998a.

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., GOMES, B.M., BOULET, R., RIBEIRO, A.S. Radiocarbon dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon forest. **Radiocarbon**, v 40, p. 1013–1022. 1998b.

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S., GOUVEIA, S.E.M; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T.C.; SILVA, V.F. Dinâmica do ecótono cerrado-floresta desde o Pleistoceno tardio na região de Barreirinhas, estado do Maranhão, empregando os isótopos do carbono do solo. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 8, Imbé. **Boletim de Resumos**. Imbé: UFRS, CECO, ABEQUA. p. 344-345. 2001. (<http://www.cena.usp.br/labs/C14/Periodicos/Nacionais/>).

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S., GOUVEIA, S.E.M; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T.C.; SILVA, V.F. Dynamics of forest-savanna ecotone from Late Pleistocene in the Barreirinhas region, state of Maranhão, northeastern Brazil, using the carbon isotopes of soil organic matter. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ISOTOPES, 4, CAPE TOWN. **Anais eletrônicos...** Cape Town: NECSA. 2002. p. 48. Disponível em: (<http://www.cena.usp.br/labs/C14/Periodicos/Internacionais/>). Acesso em: 07/11/2007

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., BOULET, R. AND VALENCIA, E.P.E. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, v. 114, p. 35-43. 2004.

PESSENDA, L.C.R.; LEDRU, M.P.; GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; BENDASSOLLI, J.A. ; BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. **The Holocene**, v. 15, n. 6, p. 812-820. 2005.

PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; *et al.*. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, v. 399, p. 429-436, 1999.

PRENTICE, I. C.; CRAMER, W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SALOMON, A. M. A Global Biome Model based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate. **Journal of Biogeography**, v. 19, p. 117-134, 1992.

RAMASWAMY, V.; S. M. FREIDENREICH. A study of broadband parameterizations of the solar radiative interactions with water vapor and water drops. **Journal Geophysical Research**, v. 97, n. D11, p. 11487–11512, 1992.

RUDDIMAN, W. F.; MIX, A. C. The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 years B.P. In: WRIGHT, H. E. et al., (eds.). **Global climates since the last glacial maximum**. Minnesota: University Press, 1992. p. 94-124.

SALAZAR, L. F., NOBRE C. A., OYAMA M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; CASSETI, V.; FERRAZ-VICENTINI, K. R.; MARTIN, L.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Late Quaternary vegetational changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, p. 215–226. 1997.

SANDWEISS, D. H.; RICHARDSON, J. B.; REITZ, E. J.; ROLLINS, H. B.; MAASCH, K. A. Geochronological Evidence from Peru a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. **Science**, v. 273, p. 1531--1533, 1996.

SCHOLZE, M.; KNORR, W.; ARNELL, N. W.; PRENTICE, I. C. A climate change risk analysis for world ecosystems. **Proceedings of the National Academic of Sciences of the U. S. A.**, v. 103, n. 35, p. 13116–13120. 2006.

SEPPÄ, H., HAMMARLUND, D. ANTONSSON, K. Low-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. **Climate Dynamics**. v. 25, p. 285-297, 2005.

SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SOUBIÈS, F.; CORDEIRO, R.C.; SUGUIO, K. Variations of the Amazon rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 168, p. 221-235. 2001

SIFEDDINE, A.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; LEDRU, M.P., TURCQ, B.; KNOPPERS, B., MARTIN, L.; DE MELLO, W.Z.; PASSENAU, H.; DOMINGUEZ, J.M.L.; CORDEIRO, R.C.; ABRAO, J.J.; BITTENCOURT, A.C.D.P. A 21000 cal years paleoclimatic record from Caco Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, p. 25-34, 2003.

SIFEDDINE, A., ET AL. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie Orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60000 dernières années. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 165. p. 613-621. 1994.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A.; BRACONNOT, P.; TURC, B. Evaluation of model simulation of 6k and present climate in South America. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: USP, 2002.

SLINGO, J. M. The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, p. 889-927, 1987.

STEIG, E.J. Mid-Holocene climate change. **Science**, v. 286, p. 1485-87. 1999

STEIG, E.J. How well can we parameterize past accumulation rates in polar ice sheets? **Annals of Glaciology**, v. 25, p. 66-422. 1997.

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE NUMERICAL MODELS, READING, UNITED KINGDOM, ECMWF, 1983, Reading. **Proceedings...** Reading: ECMWF, 1983. p. 297-316.

THOMPSON, E. et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. **Science**, v. 269, p. 46-50. 1995.

TUDHOPE, A. W.; CHILCOTT, C. P.; McCULLOCH, M. T.; COOK, E. R.; CHAPPELL, J.; ELLAM, R. M.; LEA, D. W.; LOUGH, J. M.; SHIMMIELD, G. B. Variability in the El Niño-Southern oscillation through a glacial-interglacial cycle. **Science**, v. 291, 1511-1517, 2001.

TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; ABSY, M. L.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; VOLKMER-RIBEIRO, C. Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7000 years. **Ambio**, v. 27, n. 2, 139-142, 1998.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C., *et al.* Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319-342, 2002.

VALDES, P. J. South American paleoclimate model simulations: how reliable are the models? **Journal of Quaternary Science**, v. 15, n. 4, p. 357-368, 2000.

VETTORETTI, G. and PELTIER, W. R. Simulations of Mid-Holocene Using an Atmospheric General Circulation Model. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2607-2627, 1998.

VICTORIA, R. L.; FERNANDES, F.; MARTINELLI, L.A. PICCOLO, M.C.; CAMARGO, P.B.; TRUMBORE, S. Past vegetation change in the Brazilian Pantanal arboreal-grassy savanna ecotone by using carbon isotopes in the soil organic matter. **Global Change Biolo.**, v. 1, p. 165-171. 1995.

WOHLFAHRT J., HARRISON, S. P., BRACONNOT, P. Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high-latitude climates during the mid-Holocene. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 223–238, 2004

XIE, P. ; ARKIN, P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 78, p. 2539–2558. 1997

XUE, Y.;SELLERS, P. J.; KINTER, J. L. ; SHUKLA, J. A Simplified Biosphere Model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

WILLMOTT, C.J.; ROWE, C.M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v. 5, n. 6, p. 589-606. 1985.

ZHAO, *et al.* A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid- Holocene. **Climate Dynamics**, v. 25, p. 777 – 800, 2005.

ANEXO A – Artigo aceito no periódico The Holocene

A.1 THE INFLUENCE OF CHANGES IN ORBITAL PARAMETERS OVER SOUTH AMERICAN CLIMATE USING THE CPTEC AGCM: SIMULATION OF CLIMATE DURING THE MID HOLOCENE

Maria Luciene Dias de Melo^{1*}, José Antonio Marengo^{1**}

(¹ Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – CPTEC/INPE)

Rodovia Presidente Dutra – 40 km, 12630-000 Cachoeira Paulista - São Paulo, Brazil.

* luciene@cptec.inpe.br, +55 12 91221630

** marengo@cptec.inpe.br, +55 12 31868464

Abstract

Climate change has been analyzed for Mid Holocene (MH, 6000 years BP) over South America (SA). Simulations have been performed through modification of the orbital parameters and the CO₂ concentration typical of the MH within the CPTEC T062L28 atmospheric general circulation models (AGCM). The results were compared to previous simulations performed by various climate centers of the world and to paleoclimate indicators. The simulation of the MH climate depicts a wetter behavior in northeastern SA except in austral autumn, with a northward shift of the Intertropical Convergence Zone ITCZ. On central and southeastern SA the simulations show a reduction of precipitation. Some important changes were detected during the MH: (a) the increase of the intensity of the circulation of the South Atlantic subtropical high; (b) the intensification of the northerly flow east of Andes south of 20°S; (c) the decreasing in the moisture transport from the Amazon basin to central and south-

southeastern Brazil, which can influence the formation and intensity of the South Atlantic Convergence Zone SACZ; (d)the reduced intensity of the northeasterly trade winds north of 20°S, what can explain the northward positioning of the ITCZ, and (e)the weakening of the low-level convergence over the Amazon region, what can explain the reduction of the precipitation in this region during the MH.

A cooling signal was verified during the MH simulation, in accordance with paleoclimate evidences, that was related to cold air surges coming from the South and that cooled regions east of the Andes and that were more common during summer and autumn during the MH.

Key words: Mid Holocene, South America, CPTEC AGCM, paleoclimate, orbital parameter, paleoclimate record

INTRODUCTION

The Mid Holocene (MH) about 6,000 years ago is well known as a period of particularly important changes in climate. The focus on the MH is due both to the remarkable climate conditions of this period, for which the main forcing is well known a mainly from natural causes (change in the orbital parameters), and also due to a relative abundance of paleoclimate records for the period in South America. Climate models have provided simulations of the impacts of the orbital parameter variations on the simulation of the MH climate that was a period characterized by a natural climate change due to variation on the orbital parameters. Furthermore, paleoclimate indicators provide what can be considered as “observational” evidences of long term climate variations and change. These paleoclimate records are useful for the “validation” of the reconstructions of the past climate through models. The models allow for the establishment of a cause-effect association that could have happened in the past. Also they help to fill the vacuum between at regional levels and to reconstruct the global paleoclimate because paleoclimatic indicators are very sparse over time and space. A quantitative understanding of such mechanisms is perhaps the best way of learning about the past or the future climate.

The use of AGCMs and coupled atmosphere Ocean (AOGCMs) allows for the simulation of the impacts of the anthropogenic changes in the atmospheric composition and land use (IPCC, 2001), as well as the impact of natural climate variability such as changes of the orbital parameters. The MH climate represents a “good test” to assess the performance of a climate model, either Atmospheric (AGCM) or coupled atmosphere Ocean (AOGCM) in a climate change mode, mainly because: (a)

it is a relatively recent paleoclimate period marked by a natural climate change, and with mean sea surface temperature (SST) characteristics similar to the present; (b) due also to the existence of paleoclimate indicators relative to this period, which can be used to validate simulations; and (c) to the possibility of comparing the results of this run with standard simulations of the MH performed by several worldwide climate centers.

Comparisons between models and between models and paleoclimate indicators data have been developed as part of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project PMIP I and II (Jossaume and Taylor, 1995, Braconnot *et al.*, 2000). In PMIP all the models have changed the orbital parameters and reduced the carbon dioxide (CO₂) concentration to 280 ppm. The SST is assumed to be similar to present climate values, that is, a pre-industrial atmosphere (Valdes, 2000), and analysis of oceanic sediments for the MH period shows that the changes of SST were small (Ruddiman and Mix, 1993 and Morley and Dworetzky, 1993). The simulation of the MH climate by PMIP I and II focused on North Hemisphere and they reported important changes on the Asia and the Africa monsoon system. For example: Jossaume *et al.* (1999) analyzed the MH climate using a set of 18-models simulation and confirmed the increasing of the amplitude of the temperature seasonal cycle in the Northern Hemisphere and its reduction in the Southern Hemisphere. Few studies have discussed the climate of South America during the MH (Valdes 2000, Silva Dias *et al.* 2002, Liu *et al.* 2004 and Harrison *et al.* 2003). They found that Northeast Brazil was colder and wetter and the dry season was shorter than in the present. The South American monsoon was weakened, mainly due to the reduction of summer time insolation during the MH.

Paleoenvironmental studies using paleoclimate indicators have been conducted for several regions of South America and have provided an approximated representation of the past climate. These studies revealed a drier behavior during the MH over both the Amazon region (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002) and south and southeast Brazil (Behling, 2001; Turcq *et al.*, 2002). Northern South America, including Northeast Brazil possibly exhibited wetter conditions during the MH that could be attributed to a more southward displacement of the ITCZ during the MH compared with present day (Mayle *et al.* 2000, and Haug *et al.* 2001). Oscillations between more humid periods and semi-arid conditions, on the northeast of Brazil were verified in MH (de Oliveira *et al.*, 1999).

Paleoclimatic indicators suggest that significant changes in the solar forcing during the Holocene led to expressive changes on the climate resulting in changes in temperature, rain, sea level height and circulation. These studies revealed a drier behavior during the MH over the Amazon region (Turcq *et al.*, 1998; 2002; Behling *et al.*, 2000), south and southeast Brazil (Behling, 2001; Turcq *et al.*, 2002). However, studies analyzing pollen data in the Paraíba do Sul Valley (Garcial *et al.*, 2004) and in southern Rio de Janeiro (Coelho *et al.*, 2002) suggest that in the MH those regions experienced wetter conditions. Sifeddine *et al.* (2003) analyzing lake data from north of Northeast Brazil (2.96°S and 43.41°W) verified a lowering of the level of the lake, between 11,000 and 4,500 years ago, suggesting a drier period in comparison with present climate. These results confirm those found by Ledru *et al.* (2002) using pollen data.

Some of these “observed” patterns have been simulated by Silva Dias *et al.* (2002) using the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) of the University of Paris

AOGCM. They verified that Northeast Brazil was wetter and colder (especially during austral summer) and, in average, the dry season was shorter during the MH. Data from Antarctica and Greenland showed a global decrease in atmospheric temperature during MH (Steig, 1997), while north Atlantic SST warmed and the Tropical Pacific and Antarctic SSTs cooled (Gagan *et al.*, 1998) creating a dipole between northern and southern hemisphere (Pessenda *et al.*, 2004). This certainly would have impacts on the rainfall regimes in regions of South America east of the Andes.

Therefore, the main objective of this paper is to analyze the climate variations in South America during the MH, using the CPTEC's T062L28 AGCM. This paper discussed what has been successfully simulated by the CPTEC AGCM in the context of previous simulations by the PMIP and other modeling experiences. Some new results include the tropics-subtropics interaction in terms of meridional moisture transport and air mass interactions for regions such as Amazonia, Southeastern South America and the South American monsoon system. Simulations are compared to paleoenvironmental records in order to determine whether the simulations are consistent with the paleoclimate indicators. In section 2 we describe the datasets and the simulations for the present and the MH climate; in section 3 contains the comparison between present and the MH climate caused by the changes in the orbital parameters. Finally our discussions are summarized and in section 4 are conclusions.

MATERIALS AND METHODS

Two sets of 40-years simulations were produced (as shown in Table i). The first three years of integration were considered as part of the model's spin-up and were

put aside at the analysis. In both experiments we used the climatologic AMIP SST (1956 to 2003) and the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis as boundary and as initial conditions, respectively. The use of this data set is justified due to the fact that the MH was not characterized either by glaciation or very warm conditions, but because it was a period marked by average climate characteristics similar to the present climate (Seppä *et al.*, 2005). The CO₂ concentration and the orbital parameters for the MH period were calculated according to Berger (1978), and are described in Table i and Table ii, respectively. The concentration of CO₂ for the MH was 280 ppm. This value refers to the pre-industrial period and is the same used in the PMIP pattern-simulations and was verified by Petit *et al.* (1999), who analyzed an ice core from Vostok. They verified that the largest variations (180 ppm and 280-300 ppm) of CO₂ were associated with glacial and interglacial transitions, respectively.

Table i

Table ii

CPTEC Atmospheric General Circulation Model

In this paper we use the CPTEC's AGCM that for the first time was run and tested in experiments of paleoclimate simulations. The model is run with a T062L28 resolution, with a horizontal resolution of about 200 km lat-lon and 28 layers on the vertical. The AGCM uses a surface scheme the simple Simplified Biosphere Model (SSiB) that considers the influence of the vegetation from a more sophisticated viewpoint (Xue *et al.*, 1991). The parameterizations used on the model are: radiation of short wave, according to Lacis and Hansen (1974), and modified by Ramaswamy and

Freidenreich (1992); long-wave radiation by Harshvardhan *et al.* (1987); the Kuo scheme for deep convection (Kuo 1974); shallow convection, according to Tiedtke (1983). More details on these models and their skill in simulating South American climate can be found in Cavalcanti *et al.* (2002) and Marengo *et al.* (2003).

The present-day value of CO₂ concentration used in the model is 345 ppm. However, this CO₂ value is stable and smaller than the carbon dioxide concentration in present time (about 370 ppm). Nevertheless we will keep the value of 345 ppm, for comparisons with other simulations realized by PMIP that use this value.

Two sets of simulations were performed: present climate (PC) and Mid Holocene (MHS1). The MHS1 simulation represents a set of 40 years simulation where the CO₂ concentration and the orbital parameters corresponding to the MH period. We analyzed and compared the annual cycles of short-wave radiation (SW), temperature, precipitation, sea-level pressure, long-wave radiation and atmospheric low-level circulation, to verify the large-scale patterns associated with the atmospheric circulation during the MH and the present climate. All the analyses are focused over South America. Differences between climates between for the MHS1 simulation are discussed with the simulations produced by the PMIP models for the same period using different AGCMs (Jossaume and Taylor, 1995; Valdes, 2000, among others). This is done to analyze how the different models capture the climate change due to the variations in the insolation seasonal cycle, caused by the changes in the orbital parameters. Finally, the results are compared to paleoenvironmental indicators in order to validate the CPTEC's AGCM (Table iii).

Table iii

RESULTS AND DISCUSSIONS

Changes in solar forcing and solar radiation

Figure 1 shows the difference between the MH period and present day annual cycle of the short wave radiation that reaches the top of the atmosphere. It is verified that during the MH the amount of radiation at the top of the atmosphere was different from present climate, due to the change in the orbital parameters. In the winter of the Southern Hemisphere, the Earth planet was closer to Sun during the MH, exactly the opposite from the present. As a result, more short-wave reached the earth between March and July and less between October and April, between 0° and 30°S , thus reducing the insolation seasonal cycle in the southern-hemisphere tropics. This is in agreement with the results by Valdes (2000). Another maximum of insolation during the MH can also be verified in the spring between 30°S and 90°S , in agreement with Braconnot *et al.* (2000). In South Hemisphere, between December and February (DJF), the average insolation showed a decreasing of 19.0 Wm^{-2} , during the MH. This is equivalent to a reduction of 4.8% in comparison with present-day insolation (Vettoretti, *et al.* 1998).

Figure 1

Changes in precipitation

Figure 2 shows the seasonal average precipitation during the MH and the difference of the seasonal average precipitation simulated during the MH and present day (MHS1-PC), respectively. The simulations shows that Northeast Brazil was wetter (by about 10% as compared to present times) during the MH. This is in agreement with

the latent heat flux distribution (not shown) that during the whole year increased about 20%, mainly in the east coast of Northeast Brazil. The Amazon region was drier (by about 10%) in the MHS1 simulation, as compared to present, and in agreement with paleoclimate evidences (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002). In autumn and winter Northwest Amazonia exhibited higher precipitation in the MHS1 simulation, while Southern, southeast and the central-west region of the Brazil was drier in the MHS1 simulation.

This reduction of the precipitation can be due to the weakening of the low-level northerly flow east of the Andes coming from the Amazon region (via the Low Level Jet east of the Andes, LLJ) and suggesting a reduction in the moisture transport from the Amazon basin into southeastern South America during the MH during summer. On this season, what is also detected during the MH is the northwesterly flow coming from the subtropical Atlantic high, that in the MH was more intense and closer to the continent, similar to what is observed in present climate during the autumn and winter seasons. This will be discussed in the following section.

Figure 2

Changes in near-surface and upper-lever circulation

The MH climate features a weakening of the LLJ that may have an impact on the formation and positioning of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), causing a reduction of the precipitation in the SACZ as compared to the present. The results agree with Valdes (2000) in a simulation of the MH with 19 AGCMs. There is tendency for a weakening of the SCAZ in the MHS1, associated with a reduction in the

intensity of the Bolivian high (see next section) and the increase of the low-level northerly flow east of Andes in the austral summer in latitudes south of 20° S, without Amazonian influence. This pattern of the weakening/intensification of the LLJ/SACZ are also observed in present climates during summer. However, in the MH this alternate pattern between SACZ/LLJ does not involve moisture transport from Amazonia but from the subtropical Atlantic, consequence of the intensification and closer position of the SASH in relation to the continent during summer austral. These characteristics can be confirmed from the field of outgoing long wave radiation (not shown) that shows low values in regions of maximum precipitation as it is the case of ITCZ, SACZ and the convective activity in the Amazon region. The difference field of the long wave radiation between the MHS1 and the PC experiments suggests an increasing of the long wave radiation through South America as a whole. However, this increasing of the long wave radiation can be attributed to the increasing of the cloudiness (may be high level clouds) alone and not necessarily with an increasing of convective precipitation.

Figure 3 shows the difference of the low-level wind (850 hPa) between the MHS1 and the PC simulations. It is detected an increase in the intensity of the average flux at 850 hPa over the Southeastern coast of South America during the MH. This is more remarkable in summer and autumn, and is mainly a consequence of a South-Atlantic subtropical high (SASH) more intense and closer to the continent. This pattern during summer in the MH is similar to that detected in autumn and winter during the PC. Hence, some significant changes can be observed, such as: (a) an enhancement of the low-level circulation of the SASH, (b) a intensification of the flow east of Andes south of 20° S (what suggests a possible influence in the intensity of the circulation of

the LLJ, mainly in the summer and due to (a); (c) a weakening of the northeasterly trade winds, that explains the northward shift of the ITCZ and a possible reduction of moisture transport from Amazonia into southeastern South America as observed in the MH, (d) a decreasing of the low-level convergence over the Amazon region, that explains the reduction of the precipitation in this region during the MH. It has also detected a change of the direction of wind between summer (northeasterly flow) and winter (southeasterly flow) over the Amazon region.

In present climates, the autumn and winter pattern shows a LLJ flux coming from the subtropical South Atlantic that is closer to the continent at this time of the year. Even though the stronger winds of these LLJs, the moisture content is lower than the moisture content from the air masses transported by the trade winds during summer (Marengo *et al.* 2004). The SACZ is weaker or absent in those seasons in present times. Making an analogy with the MH, the summertime circulation in that period shows a reduction of the Amazonian flow and possibly more cold fronts entering in lower latitudes, contributes to a reduction of the precipitation in the region where SACZ is positioned in present day.

Figure 3

At upper levels (Figure 4), the winter circulation regime over South America tends to be more zonal, whereas in the summer the flow is weaker and more meridional, especially near to the east and west coasts of the South America. In the summer the Bolivian high and the upper level trough over Northeast Brazil are detected. In the autumn, the precipitation maximum, related to the Bolivian high is found in the

southwest of the Amazonia only in the MHS1. Comparing the simulations of MHS1 and PC, the upper-levels trough was more intense and the Bolivian high slightly weakened on the austral summer in the MHS1 experiment. Studies with atmospheric models show that the Bolivian high is related with the release of latent heat of the deep convection on the Amazon region (Gill, 1980).

Figure 4

Changes in the vertically integrated moisture flux

Figure 5 shows the difference of the seasonally averaged integrated moisture flux from surface to the 300-hPa level, between the MHS1 and PC simulations for all the seasons. The main characteristic is that the moisture transport from ocean to continent is increased during the MH, mainly in Southern South America coast. It can also be observed that the moisture transport from the tropical Atlantic into the Amazon region has decreased primarily in autumn. This explains the reduction of the precipitation in this region. The moisture transport from the Amazon region to central and southeast Brazil was also smaller during the MH during austral summer, what might have influenced both the positioning and the intensity of the SACZ 6.000 years ago. In winter, the MHS1 simulation shows an increase in the southerly moisture flux over west central Brazil, which could be explained by frontal penetrations, as it happens during summer time present climate. This causes an increase of precipitation in that region during the MH

Figure 5

Figure 6 illustrates the seasonal mean sea-level pressure for the MHS1 experiment, and the difference between the MHS1 and the PC experiments, for all the

seasons. In the MHS1 experiment, the mean sea level pressure is very similar to present day climate, with regions of low pressure near the poles, high-pressure areas in the subtropics and the low pressure belt in the equatorial band, as observed in the present in both hemispheres. The differences between the MHS1 and PC simulations are subtle.

Figure 6

Changes in surface temperature

Figure 7 illustrates the seasonal average temperature fields during the MH (simulation MHS1) and the difference of temperature between MHS1 and PC, for the four seasons. The difference field between the seasonal average temperature of the MHS1 and PC simulations suggests that most of South America were colder (negative anomalies up to 3°C) in agreement with the results of Steig (1997, 1999). The exception is the Amazon region that was found warmer (by about 3°C), while Northeast Brazil was colder (by about 3°C) all year along, in agreement with Valdes (2000). The surface temperature fields during the MH are consistent with the simulated patterns of low level circulation and moisture transport, as well as with the simulated precipitation patterns.

Figure 7

Integrated picture of mean climate during the MH in South America

The simulations for MHS1 and PC were performed using the same boundary conditions (SST as in the present), just changing the radiative forcing and the CO₂ concentration. This determines that there were not large variations in the pressure and temperature gradients between ocean and continents. However, during the MH more energy was available at the equator and less at the poles, increasing the meridional

temperature gradient. In an attempt to establish a thermodynamic equilibrium, the Hadley Cell was accelerated on its descending branch, around 30°S, determining the intensification of the South Atlantic Subtropical High (SASH). This intensification tends to enhance the LLJ south of 20°S, bringing moisture from the subtropical South Atlantic into southeastern South America, and possibly weakening the SACZ. This air mass is not as much humid as that coming from Amazonia during summertime in present climates, reducing the rainfall rates in southeastern South America.

The increase in the pole-equator thermal gradient also determines an increase in the transients due to an intensification of the wind shear. The 850 hPa circulation difference field (Figure 3) exhibits a trough in south central Argentina that is intensified during the MH. This could determine an increase in the frequency of perturbations during this period. By comparing the temperature (Figure 7) and moisture flux (Figure 5) it is verified that cold fronts during the MH in winter brought cold and moister air masses from the south in the MH, as compared to PC.

The simulated lower and upper level circulation fields in South-America depict a monsoon system during austral summer, even though a bit weaker than in the present. This weakening was reflected in the desintensification of the SACZ and the weakening of the Bolivian high, with a reduction of the precipitation in the South America, except in the northeast region of Brazil, where the slight increase in precipitation is an indication of the retreat of the monsoon precipitation from central Amazon towards the coast of Northeast Brazil. The simulated circulation also suggests a reduced intensity of the South Pacific subtropical high (SPSH) and slight intensification of the SASH all-over the year, except for the austral spring when both those pressure centers tend to intensify, in addition to an intensification of the Chaco

Thermal low. That can explain the increasing of the precipitation northwest of Argentina and Chile for this period.

Rainfall in Amazônia during the MH was reduced mainly in the northwestern section due to the weakening of the trades, while southern Amazônia was somewhat wetter due to the effect of the air masses coming from the subtropical South Atlantic, with a SASH more intense and closer to the continent.

Comparisons between simulations of the MH and paleoclimate indicators

In order to assess whether the CPTEC's AGCM captures the regional "observed" characteristics of the MH as suggested by some paleoenvironmental studies (Turcq *et al.* 1998; Behling *et al.* 2000; 2001; Mayle *et al.* 2000; Haug *et al.* 2001; Turcq *et al.* 2002; and Sifeddine *et al.* 2001), we analyze the annual cycles of precipitation and temperature modeled for MH. Focus is on Amazonia, Northeast Brazil, and west-central and southeast Brazil (Figures 8 and 9). The simulations shows that Northeast Brazil was wetter (by about 10% as compared to present times) during the MH, which is confirmed by the paleoenvironmental evidences by Mayle *et al.* (2000), Haug *et al.* (2001), and Pessenda *et al.* (2005).

The main difference between the MHS1 and PC simulations is the anticipation of the onset of the rainy season (not shown). This can be explained through the difference in the distribution of the short wave radiation, that decreased the intensity of the MH seasonal cycle; the northward shift of the ITCZ in the MHS1 experiment, and also due to the AGCM do not properly simulate the SACZ for MHS1, perhaps by the stronger of the northerly flow east of Andes south of 20° S, that underestimates the

moisture transport for the SACZ region. From the analyses of the PC and MHS1 simulations, it is detected an increase of the precipitation in Amazonia in the four seasons, except for some specific months. A more detailed analysis of the average seasonal annual cycle of precipitation shows a wetter Amazonia (region in the box 0°-10°S and 50°W–70°W) in the MHS1 simulation, except for the months of January, February and June.

Northeast Brazil was wetter in the MHS1 experiment, except for April, West-Central Brazil in the MHS1 experiment is wetter, except for May, June and October, and also wetter in the southeast region, except for June, August and September. All of these changes are in agreement with paleoenvironmental studies (Mayle *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001; Behling, 1997; Garcial *et al.*, 2004; Luz *et al.*, 1999).

Figure 8

Figure 9

CONCLUSIONS

Changes in the orbital parameters of Earth (namely: eccentricity, obliquity and precession) during the MH period modified the seasonal cycle of insolation in both hemispheres. During this period, the southern hemisphere experienced an attenuation of the seasonal cycle whereas intensification occurred in the Northern Hemisphere. Comparing the results of the simulations from CPTEC's T062L28 AGCM to paleoclimate indicators and paleoclimate simulations resulting from the PMIP models, it is concluded that the CPTEC's AGCM is able to simulate the main large-scale climate patterns for the MH period. The climate simulations of the Mid Holocene suggest that

Northeast Brazil was colder and wetter, and the south and southeast Brazil were drier as compared to the present, in agreement with previous results by Valdes (2000).

An increase of the intensity of the mean seasonal flow at the 850-hPa level south of 20°S was detected over the continent during MH. This occurs especially in summer and in autumn, and is mainly a consequence of an intensified and closer to the continent South-Atlantic subtropical high (SASH). North of 20°S the moisture coming from Amazonia was weaker than in the present and therefore, the influence of Amazonian climate in southern Brazil was less important in the MH as compared to PC. Therefore, some important changes can be observed: (a) the increase of the intensity of the circulation of the South Atlantic subtropical high; (b) the intensification of the northerly flow east of Andes south of 20° S (c) the decreasing in the moisture transport from the Amazon basin to central and south-southeastern Brazil, which can influence the formation and intensity of the SACZ; (e) the reduced intensity of the northeasterly trade winds north of 20° S, what can explain the northward positioning of the ITCZ, and (f) the weakening of the low-level convergence over the Amazon region, what can explain the reduction of the precipitation in this region during the MH.

It has also been observed a change of the wind pattern between summer and winter over the Amazon region. This suggests that the monsoon circulation of South America has also existed in the MH period, even though was slightly weaker due to the desintensification of the LLJ coming from Amazonia, a desintensification of the Bolivian high, and the SACZ and the reduction of the precipitation in southeastern and west central Brazil. In general, our results agree with those from the PMIP simulations and with the paleoenvironmental evidences. In the temperature fields it has been observed that in general, the CPTEC's model simulated a cooling during the MH

period, up to 3°C in the MHS1 experiment. This can be due to the reduction of the CO₂ concentration, from 340 ppm to 280 ppm and agrees with the paleoclimate indications by Steig (1997). The cooling in Amazonia was explained by the entrance of cold and relatively dry air masses coming from the South that would be an indicator of more active transient activity and cold surges during the MH during austral summer and autumn.

The results suggest that the CPTEC AGCM in general has captured the main large-scale patterns of the atmosphere for a recent geological period, marked by a natural climate change, as it was the case of MH.

ACKNOWLEDGMENTS

Luciene de Melo was funded by an student Grant from the Brazilian Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES and Jose Marengo was funded by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Additional thanks are due to Bruno Turcq, IRD CNPq Paleotropical Project and Laboratoire Mixte Franco-Brésilien De Recherches Environnementales – Lamiré, to Pascale Braconnot to facilitate access to paleoclimatic indicators data banks and to the results from simulations from the IPSL coupled model. Thanks also are due to Drs. Paul Valdes, Pedro Leite Silva Dias and Enio Pereira de Souza for their comments and suggestions.

REFERENCES

- Behling, H. 1997. Late Quaternary Vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 407– 422.
- Behling, H.; Negret, A. J.; Hooghiemstra, H. 2000. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Science* 15 (7), 687-695.
- Behling, H. 2001. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2710, 1-9,
- Behling, H, Bauermann, S.G., Neves, P.C. 2001. Holocene environmental changes from the São Francisco de Paula region, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 631-639.
- Berger, A. L. 1978. Notes and Correspondence: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of Atmospheric Science*. 35, 2362-2367.
- Braconnot P, Joussaume S, de Noblet N, Ramstein G., 2000: Mid-holocene and Last Glacial Maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project. *Global and Planetary Change* 26 (1-3), 51-66.
- Cavalcanti, I. F. A.; Marengo, J. A.; Satyamurty, P; Nobre, C. A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J. P.; Manzi, A. O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C. C; Sanches, M. B.; Camargo, H. 2002. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. *Journal of Climate*. 15, (21), 2965-2988.

COELHO, L. G.; BARTH, O. M.; CHAVES, H. A. F. 2002. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, southeast Brazil, in the last 6000 years B.P. *Pesquisas em Geociências (UFRGS)* 29, 71-79.

De Oliveira, P. E.; Barreto, A. M. F.; Suguio, K. 1999. Late Pleistocene=Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 319-337.

Gagan, M.K., Ayliffe L.K., Hopley, D., Cali, J.A Mortimer, G. E., Chappell, J., Mcculloch, M. T., and Head, M. J. 1998. Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science* 279, 1014-1017.

Garcia, M. J.; De Oliveira, P. E.; Saraiva, R.; Siqueira, E. 2004. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. *Review of Palynology and Palaeobotany* 131, 181-199.

Gill, A. E., 1980. Some simple solutions for heat tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106, 447-462.

Harrison, S. P., Kutzbach J. E.; Liu, Z.; Bartlein P. J.; Otto-Bliesner, B; Muhs, D.; Prentice, I. C.; Thompson, R. S. 2003. Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. *Climate Dynamics*. 20,663-688.

Harshvardhan, K. M., Bromwich, D. H. and Corsett, T. G. 1987. A fast radiation parameterization for general circulation models. *Journal Geophysical Research* 92, 1009-1016.

Haug, G. H.; Hughen, K. A.; Sigman, D. M.; Peterson, L. C.; Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. *Climate Change 2001: the scientific basis IPCC WG I TAR*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 881p.

Joussaume, S. and Taylor, K. E. Status of the paleoclimate Modeling Intercomparison Project. In *Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference, WCRP (World Climate Research Programme) – 92*. Moterey California, USA, 15-19 May 1995; 425 – 430. 1995.

Joussaume, S.; Taylor, K. E.; Braconnot, P.; Mitchell, J. F. B.; Kutzbach, J. E.; Harrison, S. P.; Prentice, I. C.; Broccoli, A. J.; Abe-Ouchi, A.; Bartlein, P. J.; Bonfils, C.; Dong, B.; Guiot, J.; Herterich, K.; Hewitt, C. D.; Jolly, D.; Kim, J. W.; Kislov, A.; Kitoh, A.; Loutre, M. F.; Masson, V.; McAvaney, B.; McFarlane, N.; de Noblet, N.; Peltier, W. R.; Peterschmitt, J. Y.; Pollard, D.; Rind, D.; Royer, J. F.; Schlesinger, M. E.; Syktus, J.; Thompson, S.; Valdes, P.; Vettorett, G.; Webb, R. S.; Wyputta, U. 1999: Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters* 26: (7) 859-862.

Kuo, H. L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Science* 31, 1232–1240.

Lacis, A. A. and Hansen, J. E. 1974. A parameterization of the absorption of the solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 31, 118-133.

- Ledru, M.P., Mourguiart, P., Ceccantini, G., Turcq, B. and Sifeddine, A. 2002: Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. *Geology* 30, 275-78.
- Liu, Z, Harrison, S.P., Kutzbach, J. and Otto-Bliesner, B. 2004. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Climate Dynamics* 22, 157-182.
- Luz, C.F.P.; Barth, O.M.; Martin, L. 1999. Evolução das florestas tropicais estacional semidecídua e ombrófila densa durante o Holoceno Médio na região norte do Rio de Janeiro, baseada em palinologia. *Geociências* 4 (6), 74 -84.
- Marengo, J. A.; Cavalcanti, I. F. A; Satyamurty, P; Trosnikov, I.; Nobre, C. A.; Bonatti, J. P.; Camargo, H.; Sampaio, G.; Sanches, M. B.; Manzi, A. O.; Castro, C. C; D'Almeida, C.; Pezzi, L.; Candido, L. 2003. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC-COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*. 21, 459 – 475.
- Marengo, J. A., Saulo, C., Nicolini, M. 2004. Climatology of the Low-Level Jet of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate* 17 (12), 2261–2279.
- Mayle, F. E.; Burbridge, R.; Killeen, T. J. 2000. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science* 290, 2291—2294.
- Morley, J. J. and Dworetzky, B. A. Holocene temperature patterns and the South Atlantic, Southern and Pacific oceans. In Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J., editors, *Global climates since the Last Glacial Maximum*, Minneapolis: University of Minnesota Press, 125-35. 1993
- Pessenda, L.C.R., Gomes, B.M., Aravena, R., Ribeiro, A.S., Boulet, R. and Gouveia, S.E.M. 1998. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem

transect: implications for vegetation changes in the Rondonia State, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene* 8, 631-635.

Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Aravena, R., Boulet, R. and Valencia, E.P.E. 2004. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. *Quaternary International* 114, 35-43.

Pessenda, L.C.R.; Ledru, M.P.; Gouveia, S.E.M., Aravena, R.; Ribeiro, A. S.; Bendassolli, J.A. and Boulet, R. 2005. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene* 15 (6), 812-820.

Petit, J. R., Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Benders, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delayque, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y., Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, p. 429-436.

Ramaswamy, V.; S. M. Freidenreich, 1992: A Study of Broadband Parameterizations of the Solar Radiative Interactions with Water Vapor and Water Drops. *J.Geophys.Res.*, 97, 11487–11512.

Ruddiman, W. F. and Mix, A. C. 1993. The North and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 years B.P. In Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J., editors, *Global climates since the Last Glacial Maximum*, Minneapolis: University of Minnesota Press, 94-124.

Sandweiss, D. H.; Richardson, J. B.; Reitz, E. J.; Rollins, H. B.; Maasch, K. A. 1996. Geoaerchological Evidendce from Peru a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* 273, 1531—1533.

Seppä, H., Hammarlund, D. and Antonsson, K. 2005. Low-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynamics* 25, 285-297.

Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeiro, C., Soubiis, F., Cordeiro, R.C. and Suguio, K. 2001. Variations of the Amazon rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 221 -35.

Sifeddine, A., Albuquerque, A.L.S., Ledru, M.P., Turcq, B., Knoppers, B., Martin, L., de Mello, W.Z., Passenau, H., Dominguez, J.M.L., Cordeiro, R.C., Abrao, J.J. and Bittencourt, A.C.D.P. 2003. A 21000 cal years paleoclimatic record from Caco Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189, 25-34.

Steig, E.J. 1997. How well can we parameterize past accumulation rates in polar ice sheets? *Annals of Glaciology*, v. 25, p. 66-422.

Steig, E.J. 1999. Mid-Holocene climate change. *Science* 286, 1485-87.

Silva Dias, P. L.; Silva Dias, M. A.; Braconnot, P.; Turc, B. Evaluation of Model Simulation of 6k and Present Climate in South America. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 04-09 de Agosto, 2002. Foz do Iguaçu-Paraná, Brasil. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Editoração: Fábrica da Palavra. p. 1388-1397. 2002

Tiedtke, M., 1983: The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. *Proceedings Workshop on convection in large-Scale*

Numerical Models, 28 Nov-1 Dec 1983, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, p. 297-316.

Turcq, B.; Sifeddine, A.; Martin, L.; Absy, M. L.; Soubies, F.; Suguio, K.; Volkmer-Ribeiro, C. 1998. Amazonia rainforest fires: A lacustre record of 7000 years. *Ambio*, 27 (2), 139-142.

Turcq, B.; Albuquerque, A.L.S.; Cordeiro, R.C.; Sifeddine, A.; Simões Filho, F.F.L.; Souza, A.G.; Abrão J.J. , Oliveira, F.B.L.; Silva, A.O.; Capitâneo, J.; Albuquerque, A L. S., Cordeiro, R. C. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, v. 148, 319-342.

Valdes, P. J. 2000. South American paleoclimate model simulations: how reliable are the models? *Journal of Quaternary Science* 15 (4), 357-368.

Vettoretti, G. Peltier, W. R. and McFarlane, N. A. 1998. Simulations of Mid-Holocene Using an Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate* 11 (10), 2607-2627.

Xue, Y., Sellers, P. J., Kinter, J. L. and Shukla, J. 1991. A Simplified Biosphere Model for global climate studies. *Journal of Climate* 4, 345-364.

Table i – Experiments performed

Experiment	Orbital parameters	SST	Concentration CO ₂	Numbers of ensemble members
PC	Present	AMIP	345 ppm	5
HM1	Berger (1978)	AMIP	280 ppm	5

Table ii – Orbital parameters for present climate and the Mid Holocene MH (6.000 y BP)

Orbital parameters	Present Climate	Mean Holocene
Obliquity	23.440	24.105
Excentricity	0.016724	0.018682
Precession	102.04	0.87

Table iii – Paleoclimatic indicators

Type of indicator	Location	Reference
Fossilized pollen	Soutwast Pacific	Sandweiss <i>et al.</i> , (1996)
Carbon fragments and Lake sediments	Serra sul dos Carajás	Turcq <i>et al</i> (1998)
Fossilized pollen	Loma Linda Lake in in eastern Colombia	Behling <i>et al.</i> (2000)
Lake Sediments, woods and trees	Serra do Norte de Carajás Lake, Caracarana Lake (Boa Vista-Northern Amazonia), Preta de Baixo e Dom Helvecio Lakes (Minas Gerais-	Turcq <i>et al.</i> (2002)

	Southeastern Brazil) and Feia Lake (Brasília-west central Brazil).	
Lake sediments	Barreirinhas (Northeast Brazil)	Sifeddine et al. (2003)
Carbon isotopes and soil organic matter	Southern Amazônia and Rondônia	Pessenda et al. (1998)
Buried Charcoal fragments and soil carbon isotope records	Southeastern Brazil	Pessenda et al. (2004)
Soil samples	Barreirinhas (Maranhão-Northeast Brazil)	Pessenda et al. (2005)

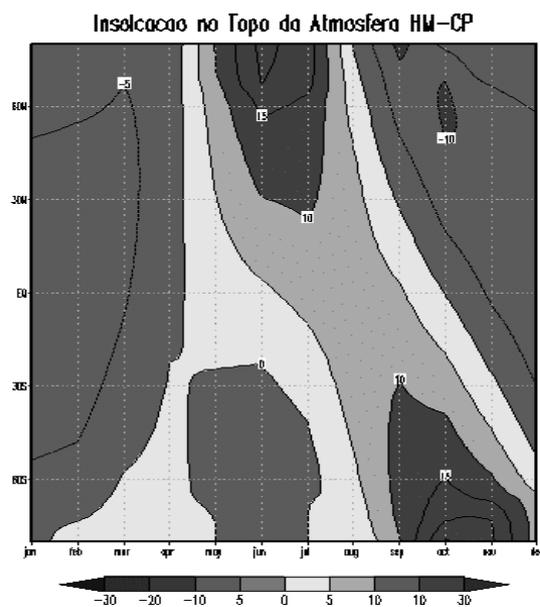
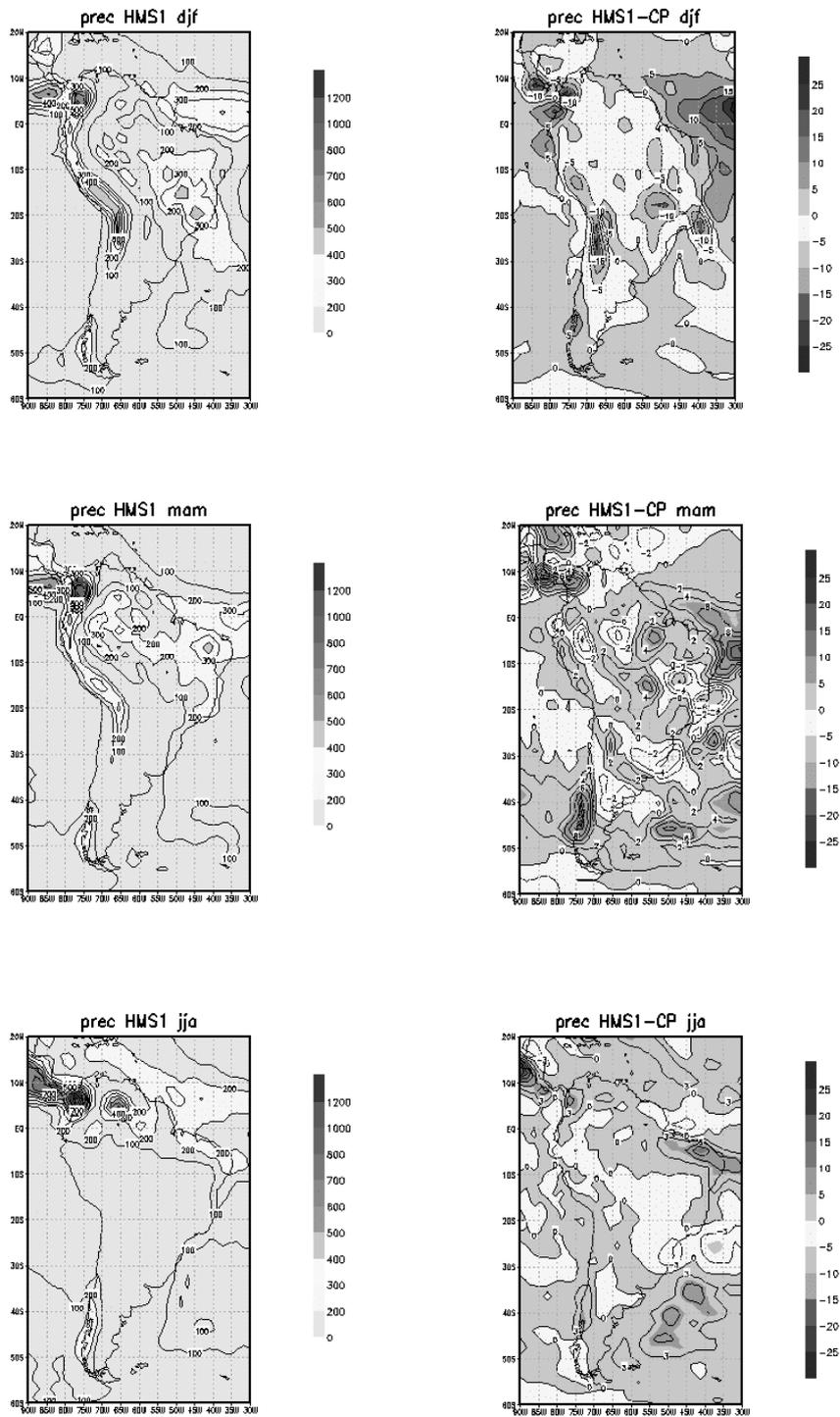


Figure 1 – Difference of short wave radiation at the top of the atmosphere: Mid-Holocene minus present day (MHS1-PC).



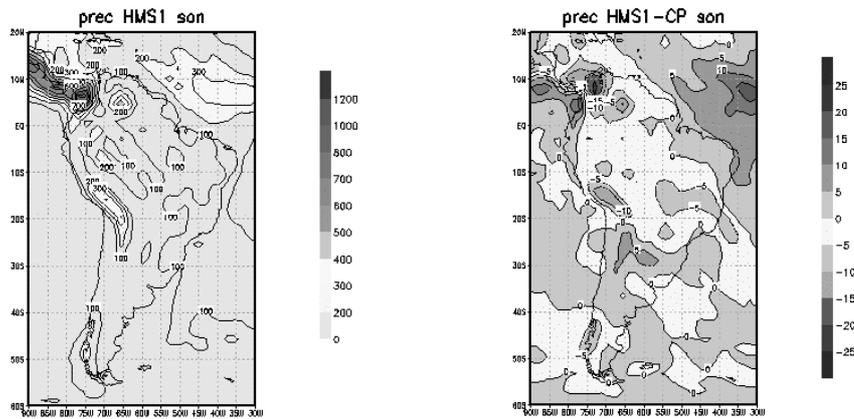


Figure 2 – (left side) Seasonal simulated precipitation and (right side) difference between the MHS1 and present day a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.

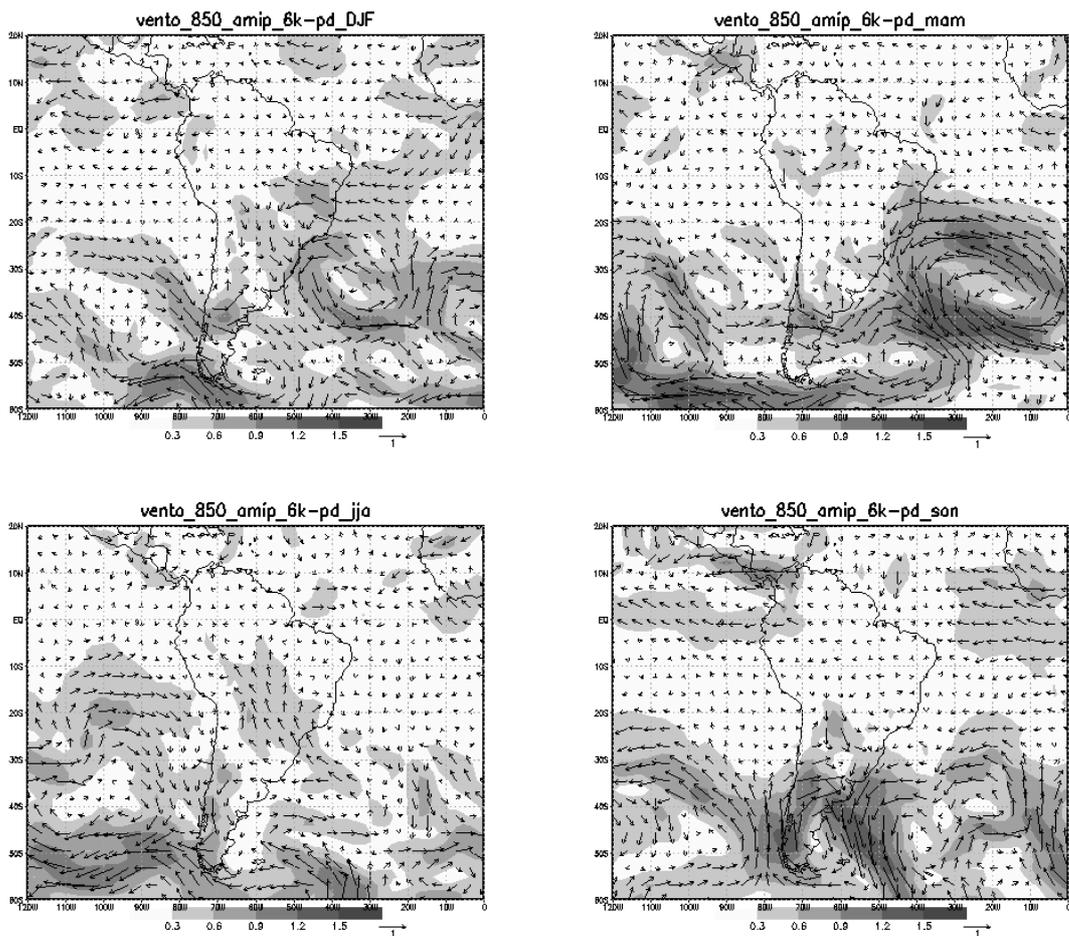
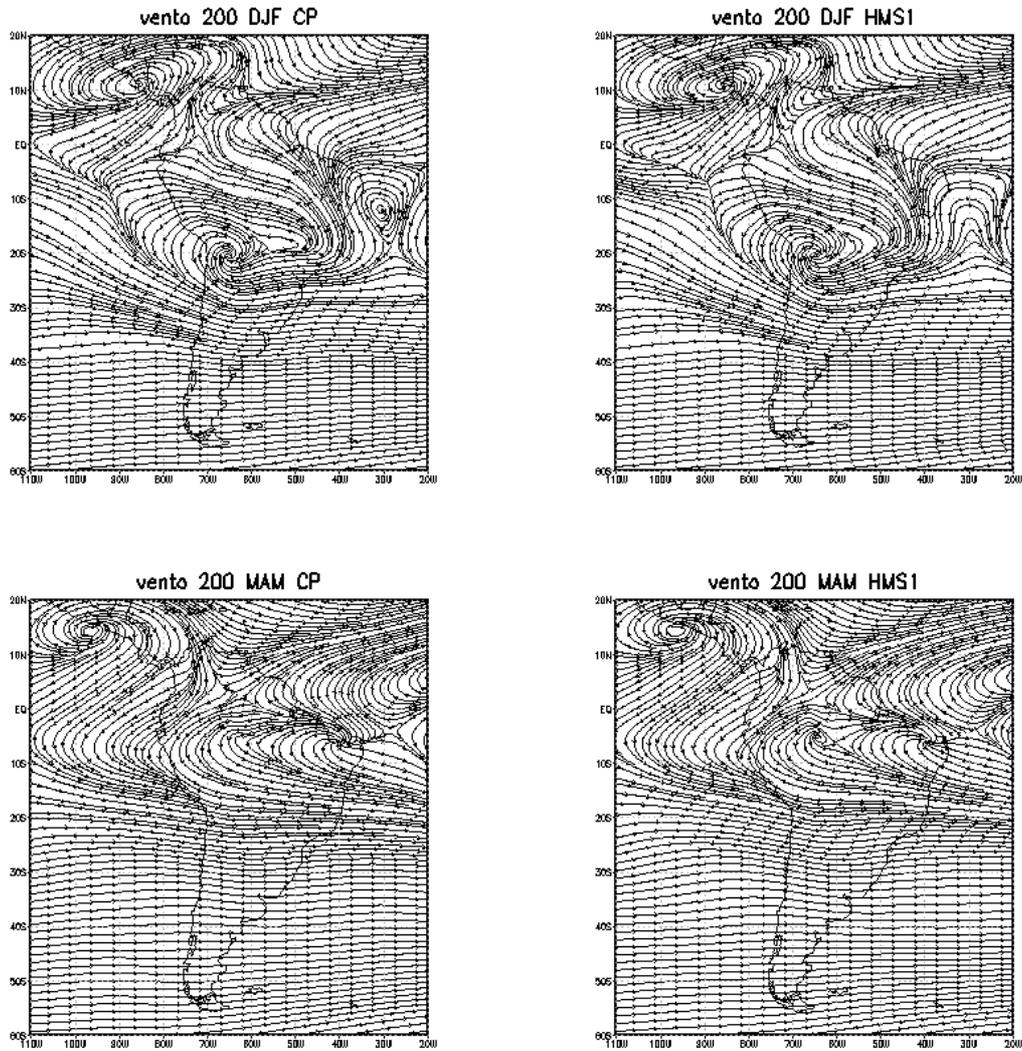


Figure 3 – (left side) Seasonal simulated 850 hPa circulation and (right side) difference between the MHS1 and PC a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.



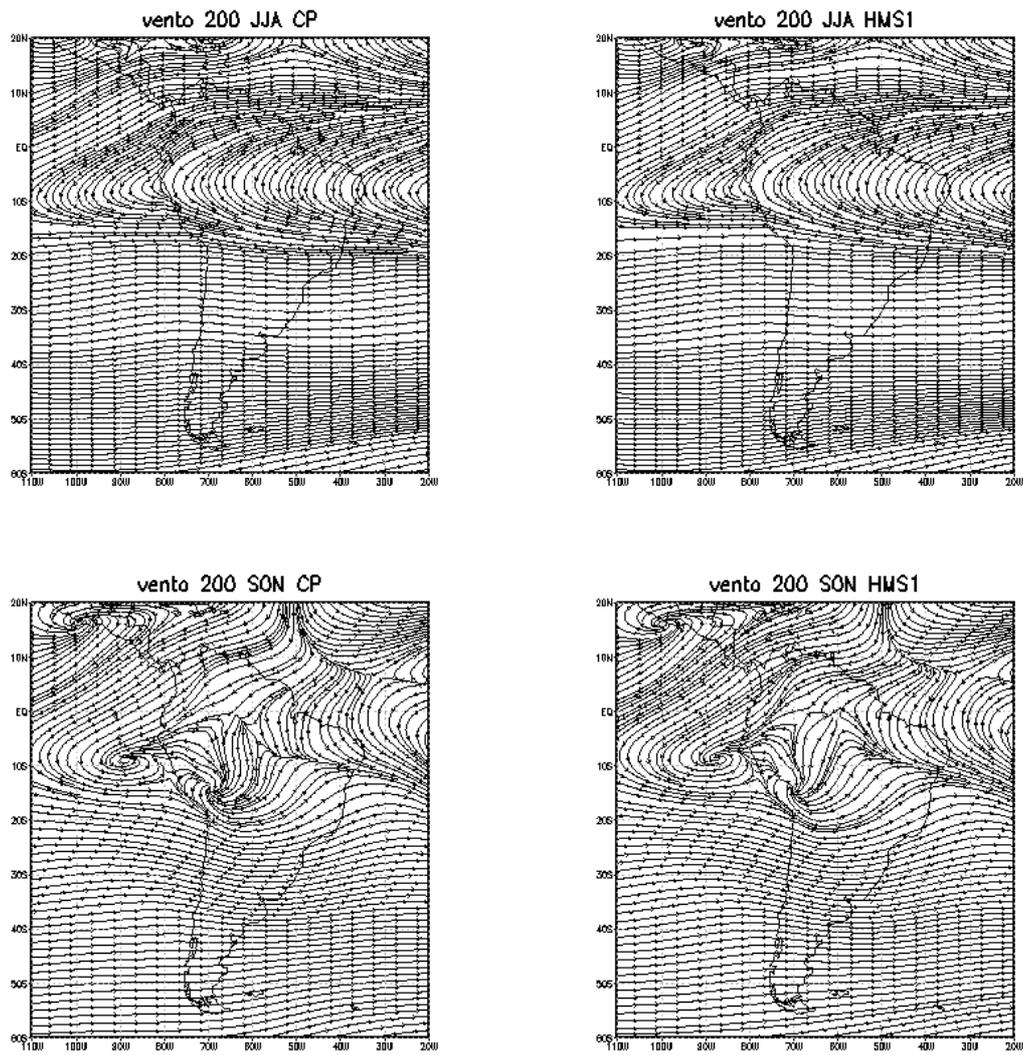


Figure 4 – Seasonal simulated 200 hPa circulation in the PC (left side) and MH (right side) a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.

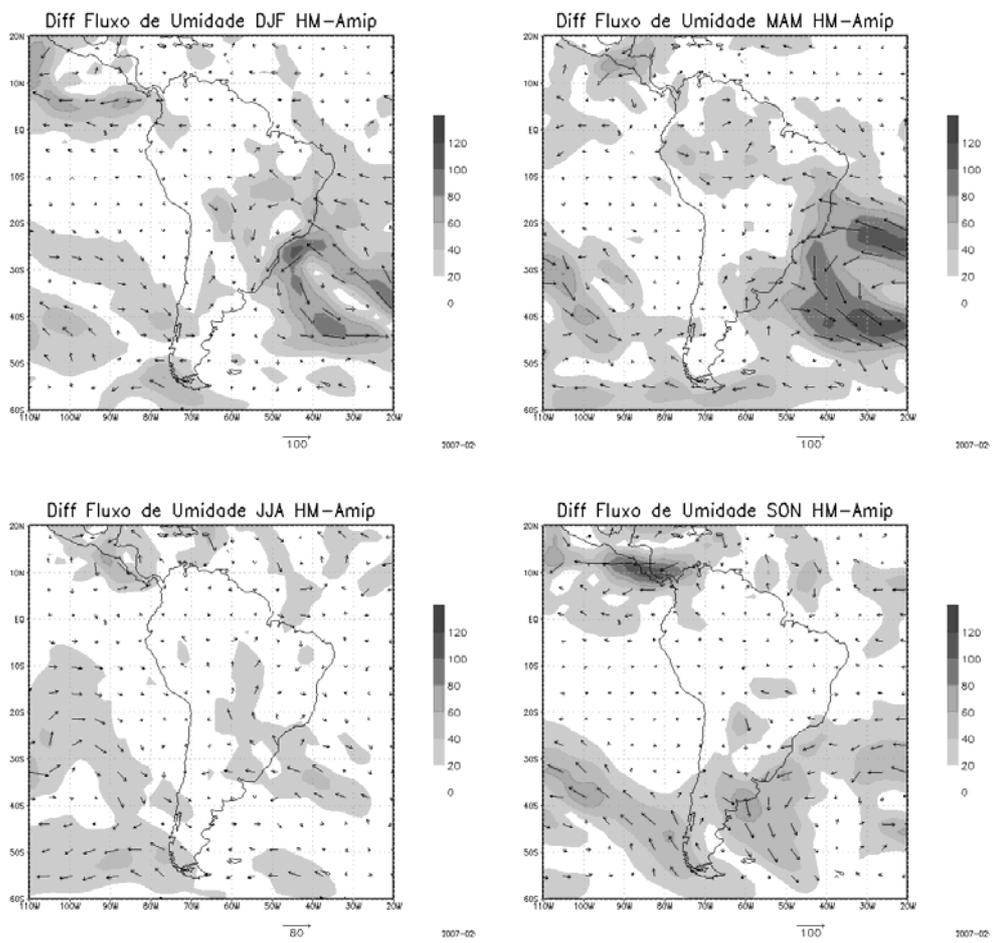
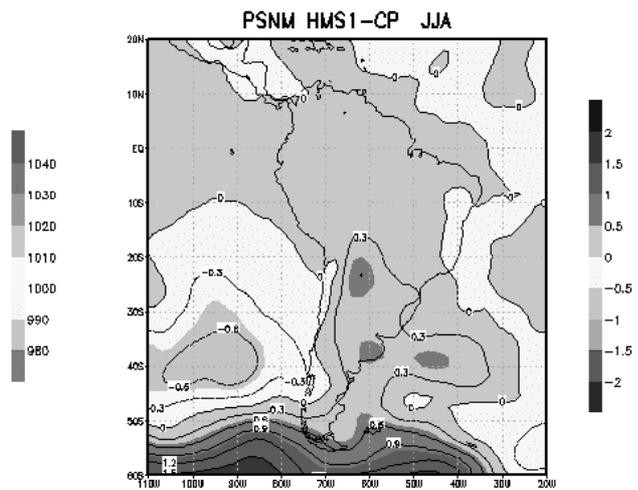
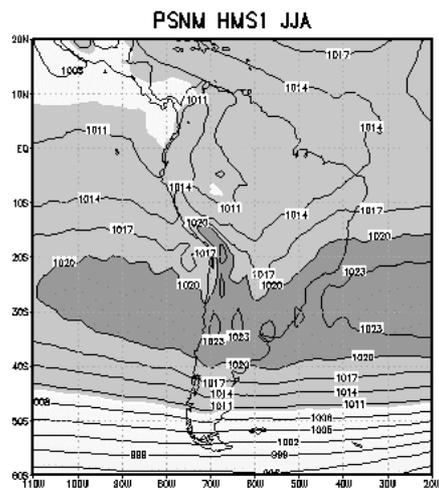
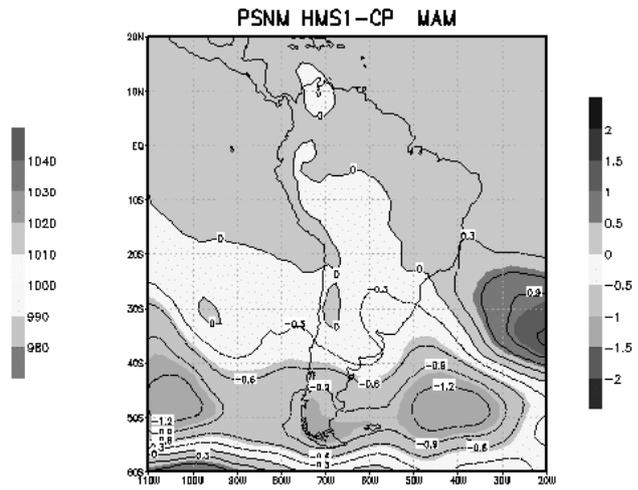
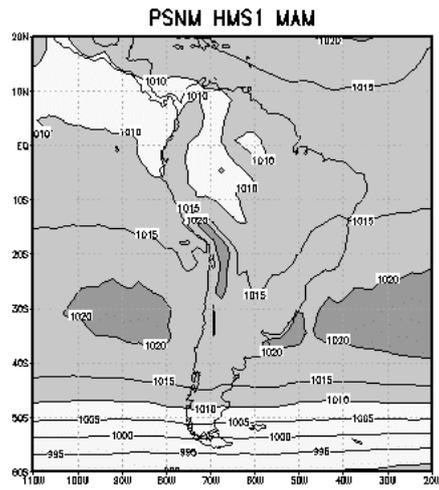
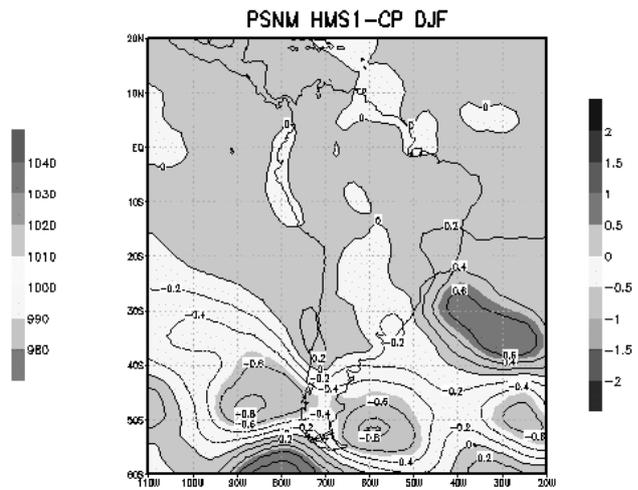
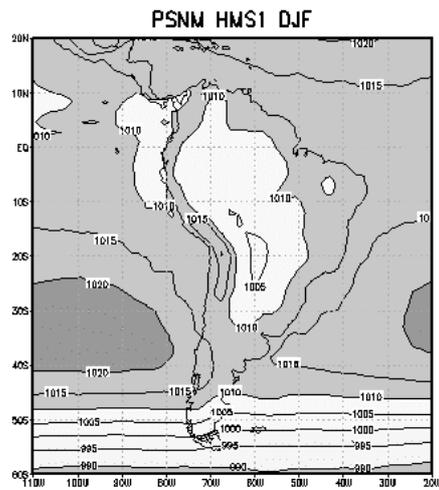


Figure 5 – Averaged integrated moisture flux from surface to the 300-hPa level, difference between the MHS1 and present day a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.



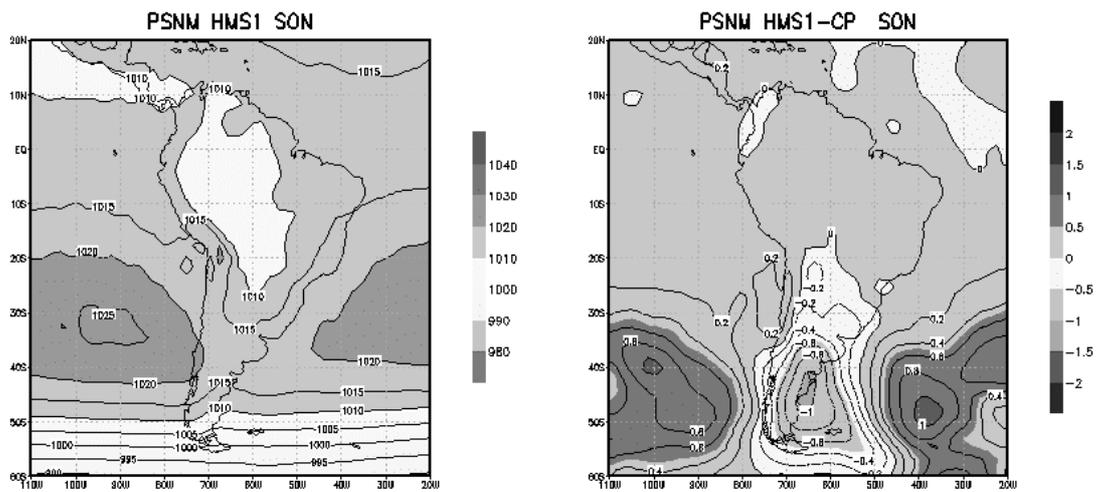
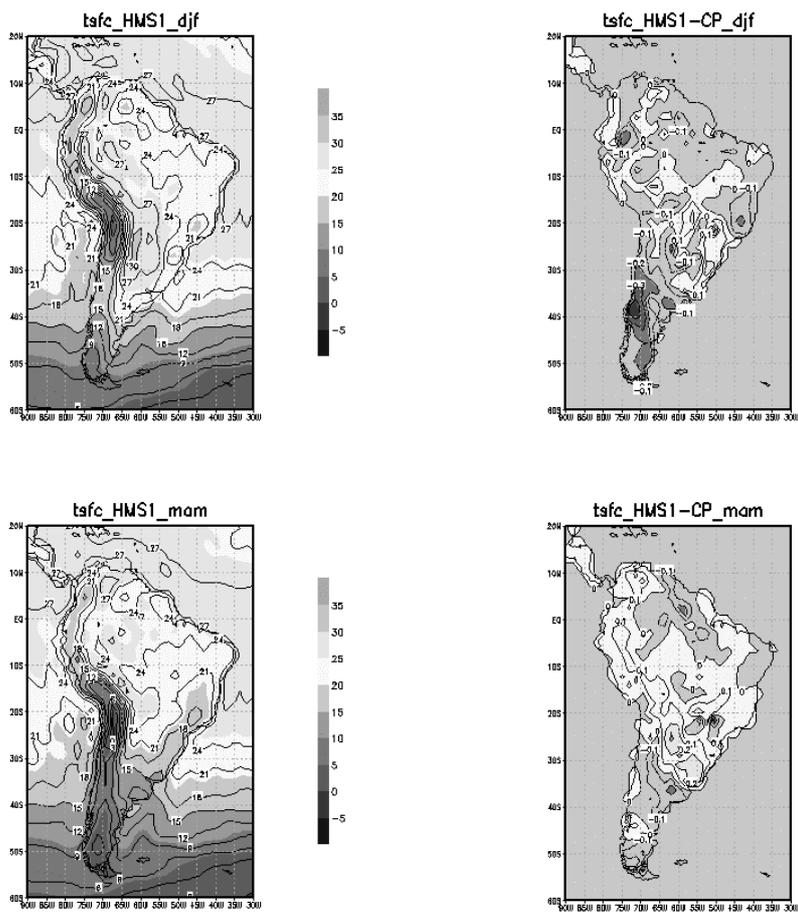


Figure 6 – (left side) Seasonal simulated mean sea-level pressure and (right side) difference between the MHS1 and PC a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.



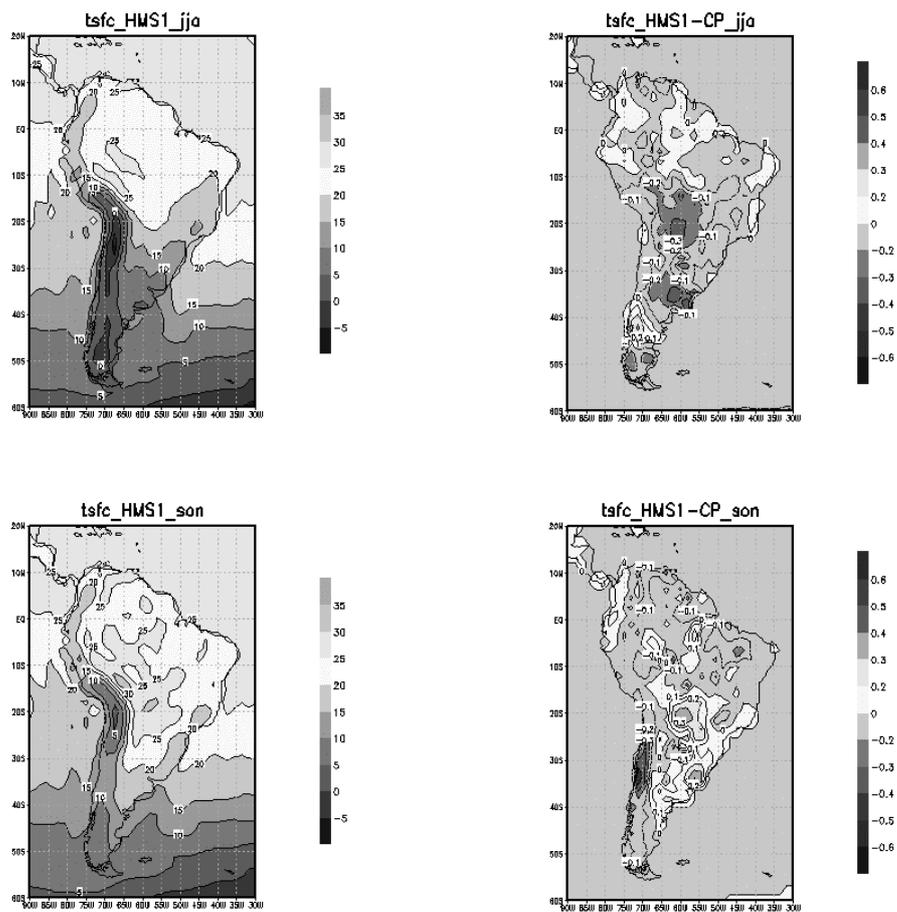


Figure 7 – (left side) Seasonal simulated surface temperature and (right side) difference between the MHS1 and present day a) DJF; b) MAM; c) JJA and d) SON.

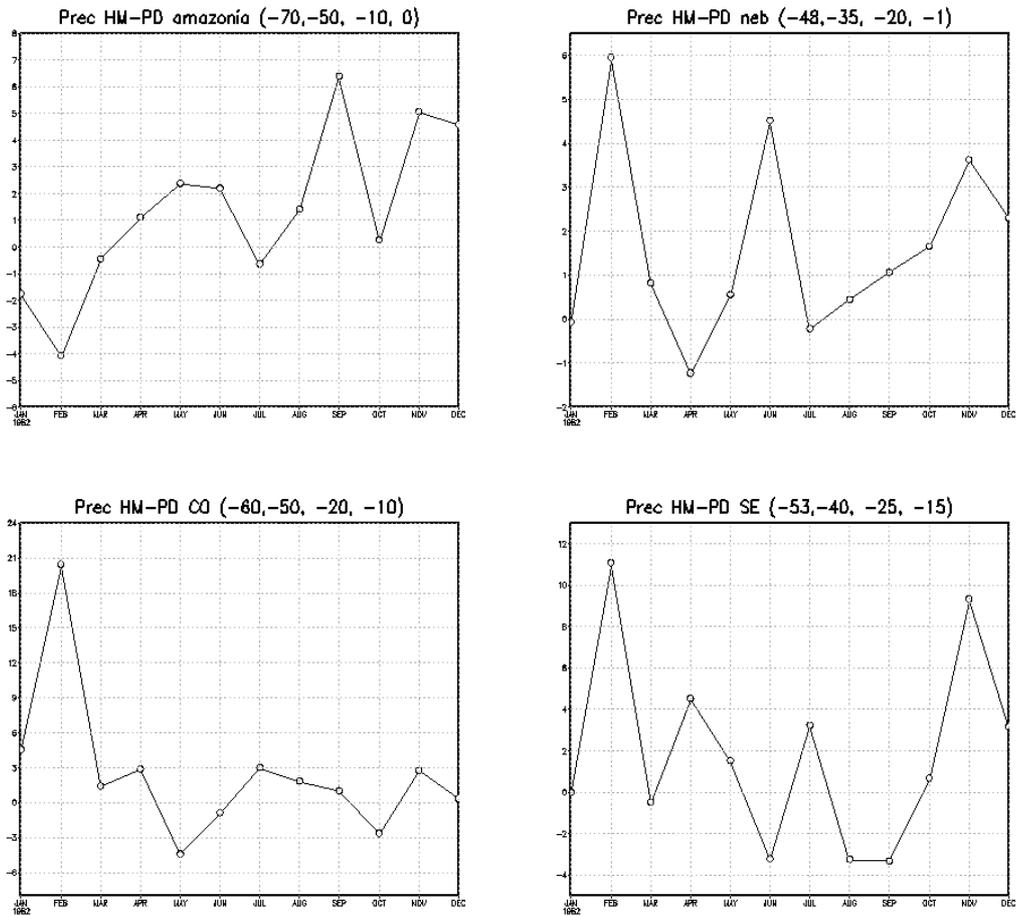
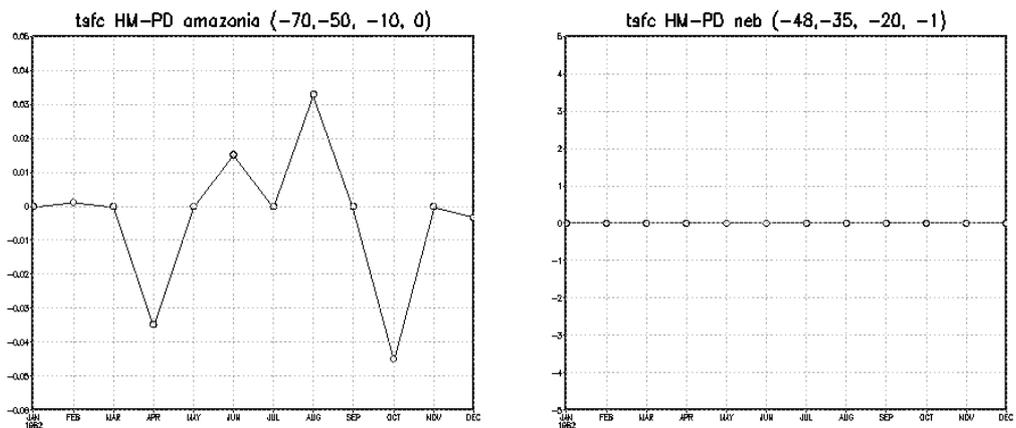


Figure 8 – Difference of annual precipitation between the MHS1 and PC in: a) Amazonia region; b) Northeast Brazil; c) Central-west Brazil and d) southeast region.



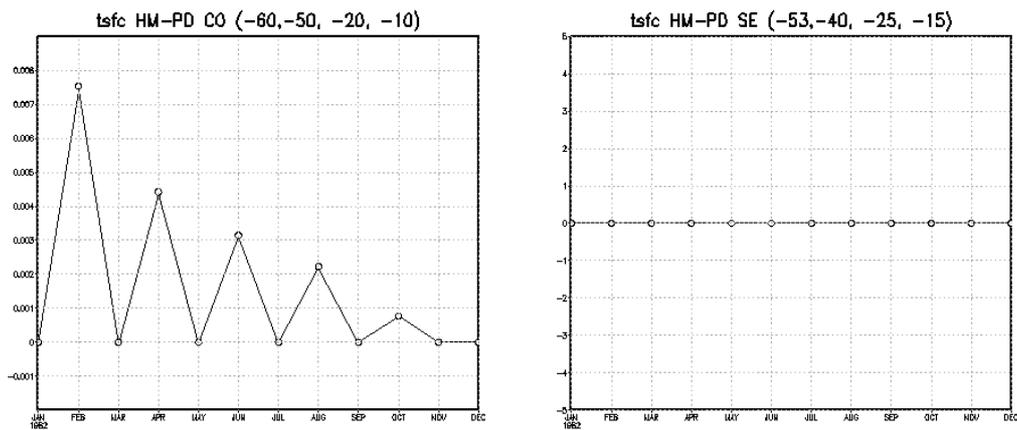


Figure 9 – Difference of annual average surface temperature between the MHS1 and PC in: a) Amazonia region; b) Northeast Brazil; c) Central-west Brazil and d) southeast region.

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. Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

Dra. 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 Anselmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

Vinicius da Silva Vitor - Serviço de Informação e Documentação (SID) - bolsista

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 e Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15206-TDI/1306

**SIMULAÇÕES DE CLIMA PARA O HOLOCENO MÉDIO
USANDO O MCGA DO CPTEC, COM ÊNFASE SOBRE A
AMÉRICA DO SUL**

Maria Luciene Dias de Melo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr.
José Antonio Marengo Orsini, aprovada em 10 de dezembro de 2007.

O original deste documento está disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>>

INPE
São José dos Campos
2007

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

M491s Melo, Maria Luciene Dias.

Simulações de clima para o holoceno médio usando o MCGA do CPTEC, com ênfase sobre a América do Sul/ Maria Luciene Dias de Melo. – São José dos Campos: INPE, 2007.

201p. ; (INPE-15206-TDI/1306)

1. Mudanças climáticas. 2. Paleoclima. 3. Holoceno médio. 4. MCGA do CPTEC. 5. Parâmetros orbitais. I. Título.

CDU 551.5(8)

Copyright © 2007 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 © 2007 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.