



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15149-TDI/1281

**SIMULAÇÃO DO CLIMA DO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL: UM
EXPERIMENTO COM UM MODELO ESTATÍSTICO-DINÂMICO**

Marília Harumi Shimizu

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Sergio Henrique Franchito e Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em 31 de
maio de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

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

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15149-TDI/1281

**SIMULAÇÃO DO CLIMA DO ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL: UM
EXPERIMENTO COM UM MODELO ESTATÍSTICO-DINÂMICO**

Marília Harumi Shimizu

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Sergio Henrique Franchito e Vadlamudi Brahmananda Rao, aprovada em 31 de
maio de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

551.583.7

Shimizu, M. H.

Simulação do clima do Último Máximo Glacial: um experimento com um modelo estatístico-dinâmico /

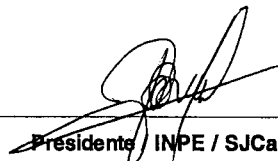
Marília Harumi Shimizu. – São José dos Campos: INPE, 2007.

90 p. ; (INPE-15149-TDI/1281)

1. Paleoclimatologia. 2. Simulação numérica.
3. Mudança climática. 4. Meteorologia.
5. Glaciação. I. Título.

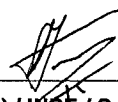
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Sérgio Henrique Franchito



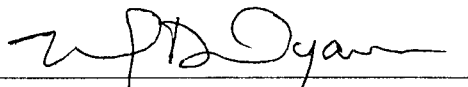
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



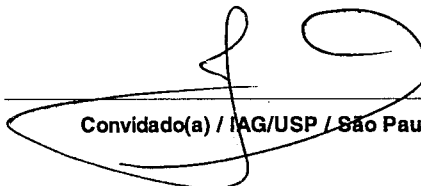
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



Convidado(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



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

Aluno (a): **Marília Harumi Shimizu**

São José dos Campos, 31 de Maio de 2007

"Sucesso e genialidade, são 10 por cento de inspiração e 90 por cento de transpiração".

(ALBERT EINSTEIN)

A minha família ...

RESUMO

Um modelo estatístico - dinâmico média zonal de equações primitivas foi utilizado para avaliar a capacidade do modelo em simular o clima médio zonal do Último Máximo Glacial (UMG), estudar a importância relativa das forçantes climáticas no clima do UMG e diagnosticar a circulação monçônica no UMG. A simulação do UMG resultou em um resfriamento médio global anual menor do que o encontrado por modelos mais complexos, enquanto que a redução da precipitação e evaporação foram consistentes com resultados de estudos anteriores. Foi observado um fortalecimento dos ventos de oeste e de leste e da célula de Hadley, como resultado do aumento do gradiente meridional de temperatura em 500 hPa. Os resultados da simulação indicaram enfraquecimento da atividade monçônica durante o verão boreal, em concordância com trabalhos anteriores. As forçantes climáticas mais significativas estiveram relacionadas a mudanças nas lâminas de gelo e na TSM, contrariando trabalhos anteriores que indicaram a redução de CO₂ como principal causa para as mudanças climáticas do UMG. A variação dos parâmetros orbitais não contribuíram significativamente para o clima do UMG. Nos trópicos, a principal forçante foi a variação da TSM, enquanto que nos extratropicos as lâminas de gelo tiveram a contribuição mais significativa. O modelo reproduziu coerentemente o clima e a circulação monçônica do UMG com relação a resultados de modelos mais complexos.

SIMULATION OF THE LAST GLACIAL MAXIMUM CLIMATE: A EXPERIMENT WITH A STATISTICAL-DYNAMICAL MODEL

ABSTRACT

A statistical - dynamical zonally averaged model of primitive equations was used to evaluate the capacity of the model in simulating the zonally averaged climate of the Last Glacial Maximum (LGM), studying the relative importance of the climate forcing in the LGM climate and to diagnosis the monsoon circulation in the LGM. The simulation of the LGM resulted in a global annual averaged cooling minor of that found for more complex models, whereas the reduction of the precipitation and evaporation had been consistent with results of previous studies. The enhancement of the westerlies and easterlies and of the Hadley cell was observed, as resulted of the increase of the meridional gradient of temperature in 500 hPa. The results of the simulation had indicated weakness of the monsoon activity during the boreal summer, in agreement with previous works. The more significant climate forcing had been related to changes in the ice sheets and SST, having opposed previous works that had indicated the CO₂ reduction as main cause for the climatic changes of the LGM. The variation of the orbital parameters had not contributed significantly for the climate of the LGM. In the tropics, the main forcing was the variation of the TSM, whereas in the extratropics the ice sheets had the contribution most significant. The model coherently reproduced the climate and the monsoon circulation of the LGM with regard to results of more complex models.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1 INTRODUÇÃO	23
1.1 Objetivos	26
1.1.1 Objetivos Específicos	26
2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 Mudanças Climáticas	27
2.1.1 Teoria de Milankovitch	27
2.1.2 Épocas Glaciais	31
2.1.3 Reconstruções Paleoclimáticas	33
2.2 Simulações Numéricas	36
3 DADOS E METODOLOGIA	41
3.1 Descrição do Modelo Dinâmico	41
3.1.1 Condições de Contorno	42
3.1.2 Condições Iniciais	42
3.2 Integração temporal	42
3.3 Dados de Inicialização do Modelo	43
3.4 Validação do Modelo	46
3.4.1 Simulação das Características Médias Anuais	46
3.4.2 Simulação do Ciclo Anual	48
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	55
4.1 Simulação do Clima Atual	55
4.2 Simulação do UMG	60
4.3 Experimentos de Sensibilidade Climática	62
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	75

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
A FORMAS FUNCIONAIS DA TRANSFERÊNCIA DE CALOR À SUPERFÍCIE E DO SALDO DE AQUECIMENTO NA ATMOSFERA	83
A.1 Transferência de Calor à Superfície	83
A.2 Saldo de Aquecimento na Atmosfera	84
B PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS RADIATIVOS	85
B.1 Radiação de Onda Curta	85
B.2 Radiação de Onda Longa	85
C PARAMETRIZAÇÃO DA INSOLAÇÃO	89
C.1 Cálculo dos Parâmetros Orbitais	89
C.1.1 Obliquidade	89
C.1.2 Excentricidade	89
C.1.3 Precessão	89
C.2 Cálculo da Insolação	90

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Variação temporal da temperatura média global	23
1.2 Mapa paleogeográfico do UMG	25
2.1 Esquema da órbita elíptica da Terra ao redor do Sol, em que: e é a excentricidade, Φ é a obliquidade, Λ é a longitude do periélio definida em relação ao equinócio de primavera, a_0 é o semi - eixo maior, d é a distância Terra - Sol, ν é a anomalia real e ω é o ângulo entre a posição da Terra e o equinócio de primavera	28
2.2 Excentricidade da órbita da Terra	29
2.3 Ilustração do ângulo de inclinação da Terra	30
2.4 Precessão dos equinócios	30
2.5 Diagrama ilustrando a variação da posição da Terra em janeiro e julho para o ciclo de Milankovitch	31
2.6 Mapa global da variação (CLIMAP - presente) da TSM média anual	35
3.1 Variação latitudinal média anual da soma dos fluxos de calor sensível e latente (linha contínua) e do fluxo de calor para sub - superfície (linha tracejada). A unidade é $W m^{-2}$	44
3.2 Variação latitudinal média anual: (a) temperatura do ar à superfície ($^{\circ}C$); (b) temperatura do ar no nível de 500 hPa ($^{\circ}C$); (c) vento zonal no nível de 250 hPa (ms^{-1}); (d) vento zonal no nível de 750 hPa (ms^{-1}); (e) velocidade vertical ω no nível de 500 hPa ($10^{-4} hPa s^{-1}$); (f) precipitação ($mm dia^{-1}$). Simulação (—), reanálise do NCEP/NCAR (\square) e GPCP (\blacksquare).	47
3.3 Variação sazonal da temperatura do ar à superfície ($^{\circ}C$) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $5^{\circ}C$	49
3.4 Variação sazonal da temperatura do ar no nível de 500 hPa ($^{\circ}C$) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $5^{\circ}C$	50
3.5 Variação sazonal do vento zonal em 250 hPa (ms^{-1}) médio zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $5 ms^{-1}$	51
3.6 Variação sazonal da velocidade vertical ω em 500 hPa ($10^{-4} hPa s^{-1}$) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $1 \times 10^{-4} hPa s^{-1}$	52
3.7 Variação sazonal da precipitação ($mm dia^{-1}$) média zonal: (a) dados do GPCP; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $1 mm dia^{-1}$	53

4.1	Variacão latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) temperatura do ar  superfície ($^{\circ}\text{C}$); (b) temperatura do ar no nível de 500 hPa ($^{\circ}\text{C}$). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).	57
4.2	Variacão latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) vento zonal no nível de 250 hPa (ms^{-1}); (b) velocidade vertical ω no nível de 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).	58
4.3	Variacão latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) precipitao (mm dia^{-1}); (b) precipitao - evaporao (mm dia^{-1}). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).	59
4.4	Variacão latitudinal da diferença entre UMG - controle da temperatura do ar  superfície ($^{\circ}\text{C}$) média zonal (a) anual; (b) sazonal	63
4.5	Variacão latitudinal da diferença entre UMG - controle do vento zonal em 250 hPa (ms^{-1}) médio zonal (a) anual; (b) sazonal	66
4.6	Variacão latitudinal da diferença entre UMG - controle da velocidade vertical ω no nível de 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}) média zonal (a) anual; (b) sazonal	67
4.7	Variacão latitudinal da diferença entre UMG - controle da precipitao (mm dia^{-1}) média zonal (a) anual; (b) sazonal	68
4.8	Variacão latitudinal da diferença entre UMG - controle da precipitao - evaporao (mm dia^{-1}) média zonal (a) anual; (b) sazonal	69
4.9	Variacão sazonal da diferença entre UMG - controle do vento meridional em 750 hPa (ms^{-1}) médio zonal	70
4.10	Desvios da temperatura do ar  superfície ($^{\circ}\text{C}$): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle	71
4.11	Desvios da precipitao (cm/ano): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle	72
4.12	Desvios da evaporao (cm/ano): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle	73

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Parâmetros orbitais para a época atual e para o UMG	32
2.2 Forçante radiativa média anual (W/m^2) no UMG para os mecanismos forçantes	33
3.1 Descrição dos experimentos realizados	43
3.2 Frações dos tipos de cobertura para o UMG e para o presente (entre parênteses)	45
4.1 Valores médios anuais e sazonais para temperatura do ar à superfície, precipitação, evaporação e radiação solar para o presente	56
4.2 Diferença global e inter - hemisférica anual e sazonal entre o UMG e o presente	62
4.3 Diferença global e inter - hemisférica anual e sazonal para os experimentos de sensibilidade	65

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CCSM	–	Community Climate System Model
CLIMAP	–	Climate: Long - range Investigation, MApping and Prediction
CLIMBER	–	CLIMate - BiosphERe
DJF	–	dezembro - janeiro - fevereiro
GENESIS	–	Global ENvironmental and Ecological Simulation of Interactive Systems
GLAMAP	–	GLacial Atlantic ocean MAPping
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
IDOE	–	International Decade of Ocean Exploration
JJA	–	junho - julho - agosto
MCG	–	Modelo de Circulação Geral
MED	–	Modelo Estatístico - Dinâmico
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
PMIP	–	Paleoclimate Model Inter - comparison Project
ppm	–	partes por milhão
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
UMG	–	Último Máximo Glacial
ZCIT	–	Zona de Convergência Inter - Tropical

LISTA DE SÍMBOLOS

a_4	–	Constante ($0,1 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$ (HN), $0,17 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$ (HS))
a_{44}	–	Constante ($0,2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$)
b	–	Constante ($4,03 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
c	–	Constante ($-95,18 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
C_{CO_2}	–	Concentração de CO_2 na atmosfera (ppm)
e	–	Constante (1,27)
e_w	–	Pressão do vapor d'água próximo à superfície (Pa)
f	–	Constante ($-38,82 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
H	–	Altura da atmosfera (m)
H_0	–	Valor absoluto do ângulo horário no nascer e pôr do sol
$\overline{H_a}$	–	Saldo de aquecimento na atmosfera (W m^{-2})
h_b	–	Altura da base da nuvem (m)
$\overline{H_S}$	–	Transferência de calor à superfície (W m^{-2})
h_t	–	Altura do topo da nuvem (m)
k	–	Fator proporcional à capacidade condutiva da superfície ($\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
k_a	–	Absortividade da atmosfera
$\mathcal{L} \downarrow$	–	Fluxo de onda longa para baixo (W m^{-2})
$\mathcal{L} \uparrow$	–	Fluxo de onda longa para cima (W m^{-2})
L	–	Calor latente de vaporização ($2,5 \times 10^9 \text{ J m}^{-3}$)
N	–	Fração de cobertura de nuvem
p^*	–	$p_S - p_T$ ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$)
p	–	Pressão em um nível qualquer do modelo ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$)
p_S	–	Pressão na superfície ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$)
p_T	–	Pressão no topo do modelo ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$)
r	–	Distância Terra - Sol (m)
R_0	–	Radiação solar incidente no topo da atmosfera (W m^{-2})
r_a	–	Albedo da atmosfera
r_S	–	Albedo da superfície
T	–	Temperatura (K)
$\mathcal{T}(z_1, z_2)$	–	Função de transmissão média espectral
T_b	–	Temperatura na base da nuvem (K)
T_D	–	Temperatura da sub - superfície (K)
T_S	–	Temperatura do ar à superfície (K)
T_t	–	Temperatura no topo da nuvem (K)
u	–	Vento zonal (m s^{-1})

v	–	Vento meridional (m s^{-1})
w	–	Disponibilidade de água na superfície
W	–	Insolação diária ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
β^{-1}	–	Escala de altura (m^{-1})
γ	–	Absortividade de onda longa da atmosfera
Γ	–	Lapse rate da atmosfera (K km^{-1})
δ	–	Declinação do Sol
ϵ	–	Obliquidade ($^{\circ}$)
ν	–	Anomalia real
ξ	–	Excentricidade
ϖ	–	Longitude do periélio baseado em um equinócio fixo ($^{\circ}$)
ρ	–	Distância Terra - Sol medida em unidades de semi - eixo maior
σ	–	Coordenada vertical
σ_B	–	Constante de Stefan - Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{ K}^{-4}$)
$\dot{\sigma}$	–	Velocidade vertical (s^{-1})
τ	–	Transmissividade da atmosfera
v_1	–	Fator para radiação efetiva de onda longa para baixo
v_2	–	Fator para radiação efetiva de onda longa para cima
ϕ	–	Geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)
φ	–	Latitude ($^{\circ}$)
χ	–	Opacidade da atmosfera à radiação solar
ψ	–	Precessão do periélio

1 INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas afetam o ecossistema atual, assim como afetaram - o no passado. Os registros geológicos indicam que mudanças drásticas do clima ocorreram no passado, como ilustrado no gráfico da variação temporal da temperatura média global (Figura 1.1), em que é possível identificar períodos quentes e frios. Ao investigar as mudanças climáticas do passado, sua magnitude e rapidez, é possível obter uma base para entender como as mudanças climáticas podem influenciar o meio ambiente. Descobrir e entender as relações entre o clima e os ecossistemas do passado é um passo para entender e prever as mudanças climáticas futuras (Hartmann, 1994). Além disso, com as recentes preocupações acerca do aumento da concentração dos gases do efeito estufa (IPCC, 2007), o estudo dos climas passados exerce um papel único em entender a variabilidade natural do sistema climático e a sensibilidade dos modelos a forçantes climáticas (Shin et al., 2003).

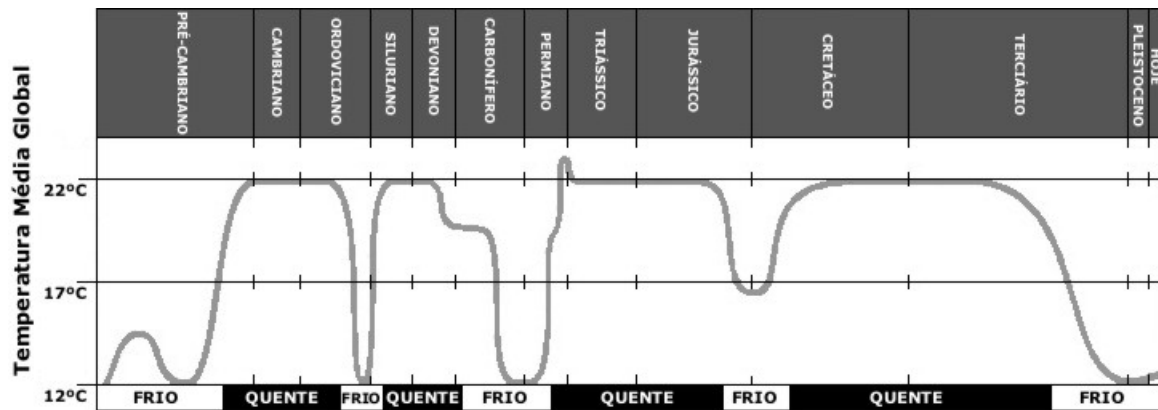


Figura 1.1 - Variação temporal da temperatura média global

Fonte: Adaptado de Scotese (2006)

Entender o que é o sistema climático e como ele opera é a chave para compreender as mudanças climáticas. Em escala planetária, o sistema climático é regulado pela quantidade de energia solar que a Terra recebe. Entretanto, o clima global também é afetado por outros fluxos de energia dentro do sistema climático. Os principais componentes do sistema climático são: a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a superfície terrestre.

A atmosfera tem um papel crucial na regulação do clima da Terra e é constituída por cerca de 78.1% de nitrogênio, 20.9% de oxigênio e 0.93% de argônio . Os gases do efeito estufa representam apenas 0.1% do total, mas tem um papel essencial no balanço de energia da Terra. A hidrosfera compreende rios, lagos, aquíferos, oceanos e mares, armazenando e transportando energia em abundância, além de dissolver e estocar grandes quantidades de

CO₂. Devido à grande inércia térmica dos oceanos, eles funcionam como reguladores do clima terrestre e como fontes de variabilidade climática natural. A criosfera - constituída por lâminas de gelo da Groelândia e Antártida, geleiras continentais, campos de neve e gelo marinho - exerce influência no sistema climático devido à alta refletividade à radiação solar, baixa condutividade térmica e por ter um papel crítico para a circulação oceânica. A superfície terrestre cobre cerca de 30% do globo e a distribuição das áreas terrestres e oceânicas tem um papel fundamental na determinação do clima global. Atualmente, cerca de 70% da superfície terrestre está localizada no Hemisfério Norte (HN) e essa assimetria causa diferenças significativas entre os climas dos dois hemisférios. Além disso, a vegetação e a cobertura sazonal de neve da superfície terrestre tem um papel importante no fluxo de ar, na absorção de energia solar e no ciclo hidrológico. A biosfera tem um papel importante no ciclo de carbono e na determinação da concentração atmosférica de gases do efeito estufa e de aerossóis, além de afetar o albedo da superfície terrestre.

Os modelos climáticos podem ser usados para entender como os climas glaciais do passado foram mantidos e para estimar a importância relativa dos mecanismos de realimentação (feedback) conhecidos. Os diversos fatores do clima - espessura das lâminas de gelo, vegetação, temperatura da superfície do mar (TSM) e composição atmosférica - podem ser especificados individualmente em um modelo climático para determinar seus efeitos no clima simulado, ou podem ser previstos independentemente para estimar a habilidade do modelo em simular corretamente as relações observadas entre eles ([Hartmann, 1994](#)). Os parâmetros orbitais também podem ser variados para determinar como estes afetam o clima. As simulações numéricas servem ainda para avaliar a sensibilidade do modelo a mudanças substanciais nas condições de contorno e para elucidar a dinâmica dos climas passados.

Durante o Último Máximo Glacial (UMG), uma característica marcante era o complexo de gelo no HN que se estendia pela América do Norte, pelos mares polares e por partes do Norte da Eurásia; no entanto, os lagos árticos da Sibéria e do Alasca permaneceram descongelados. No Hemisfério Sul (HS), a extensão de gelo marinho no inverno era significativamente maior do que a atual. Há estimativas de que as geleiras continentais atingiram sua máxima extensão há 18.000 anos atrás ([CLIMAP, 1976](#)). A geografia continental dessa época pode ser aproximada para a configuração atual com o nível do mar rebaixado (cerca de - 85 m, pela estimativa do [CLIMAP \(1976\)](#)), resultado da transferência da água dos oceanos para as capas de gelo continentais. A Figura 1.2 é uma reconstrução feita por [Scotese \(2006\)](#) da geografia do UMG.



Figura 1.2 - Mapa paleogeográfico do UMG

Fonte: Adaptado de [Scotese \(2006\)](#)

Desde os esforços pioneiros dos membros do projeto Climate: Long - range Investigation, Mapping and Prediction (CLIMAP), o entendimento do clima do UMG tem sido um desafio para os pesquisadores. Os Modelos de Circulação Geral (MCGs) têm sido vastamente usados no intuito de estudar o clima dessa época, notadamente pelos trabalhos de [Gates \(1976\)](#), [Broccoli e Manabe \(1987\)](#), [Shin et al. \(2003\)](#), [Braconnot \(2004\)](#), [Kim \(2004\)](#), entre outros. Outro tipo de modelo útil para investigar o paleoclima é o Modelo Estatístico - Dinâmico (MED), que é dirigido para o entendimento da dependência de um mecanismo particular com outros parâmetros do modelo e pode ser usado em estudos de sensibilidade. Esse tipo de modelo foi desenvolvido por [Saltzman \(1972\)](#) na tentativa de estender os modelos de balanço de energia para incluir as parametrizações da representação zonal da dinâmica da atmosfera seca e do ciclo hidrológico. Nos MEDs, um conjunto de estatísticas sumariza a velocidade e direção do vento, enquanto que um coeficiente de difusão governa o transporte de energia ([McGuffie e Henderson-Sellers, 2000](#)). A representação dos processos físicos é mais simples nos MEDs, quando comparados aos MCGs, e os processos de feedback podem ser identificados mais facilmente, o que proporciona um melhor entendimento das relações "causa - efeito". Além disso, os MEDs são mais econômicos computacionalmente do que os MCGs, o que é particularmente útil quando

o tempo de integração é muito longo. No entanto, os MEDs não devem ser vistos como rivais dos MCGs, que são mais completos e de maior aplicabilidade; ao invés, os MEDs devem ser vistos como ferramentas complementares nos estudos climáticos. No presente estudo, será utilizado um MED para a simulação do clima do UMG.

1.1 Objetivos

O objetivo desse projeto consiste em investigar a capacidade de um MED em simular o clima médio zonal do UMG (há cerca de 18.000 anos atrás), bem como o impacto das variações da concentração de gases do efeito estufa, das lâminas de gelo, dos parâmetros orbitais e da TSM. Além disso, será verificada a habilidade do MED em simular as principais características da circulação monçônica no UMG.

1.1.1 Objetivos Específicos

- Simular o clima do UMG, comparando os resultados das simulações com resultados de experimentos numéricos com MCGs, verificando assim a habilidade do MED em capturar as principais características do clima glacial.
- Realizar estudos de sensibilidade do modelo às mudanças da concentração de gases do efeito estufa (dióxido de carbono e vapor d'água), dos parâmetros orbitais, das lâminas de gelo e da TSM.
- Investigar a capacidade do modelo em representar o comportamento da circulação monçônica no UMG.

Em todos os experimentos será utilizado o MED desenvolvido por [Franchito e Rao \(1992\)](#) e modificado por [Franchito et al. \(1998\)](#) e [Rao et al. \(2000\)](#). O modelo foi alterado para incluir uma parametrização dos fluxos radiativos que considera os efeitos dos principais gases do efeito estufa (dióxido de carbono e vapor d'água).

O capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica e a revisão bibliográfica. No capítulo 3 é feita uma breve descrição das principais características do MED, bem como os dados de inicialização e a validação do modelo. O capítulo 4 apresenta os resultados e discussões e no capítulo 5 são feitas as considerações finais.

2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Mudanças Climáticas

Embora as causas básicas das mudanças climáticas não estejam completamente entendidas, as possíveis causas incluem:

Causas tectônicas: Movimento das placas tectônicas;

Causas astronômicas: Ciclos de Milankovitch, variação da energia emitida pelo Sol, impacto de meteoritos relativamente grandes;

Causas atmosféricas: Composição atmosférica, erupções vulcânicas.

A primeira dessas causas é provavelmente responsável por grande parte das mudanças climáticas, especialmente para a primeira era do gelo conhecida (há cerca de 2.3 bilhões de anos atrás). O deslocamento das massas continentais provoca mudanças dos padrões de circulação das correntes oceânicas, alterando o balanço de energia global.

As causas astronômicas parecem ditar o padrão de aquecimento/resfriamento dentro de um período glacial. Variações na excentricidade da órbita da Terra, na inclinação do eixo de rotação e na precessão dos equinócios compreendem os três ciclos de Milankovitch. Esses ciclos de 23.000 anos (precessão), 41.000 anos (obliquidade) e 100.000 anos (excentricidade) têm impacto nas mudanças da sazonalidade e da localização da energia solar recebida pela Terra e, conseqüentemente, dos contrastes entre as estações. Outro fator para as mudanças climáticas refere - se à constante solar. A constante solar é o fluxo de energia solar por unidade de área no limite superior da atmosfera. O valor mais preciso dessa constante é $1.367,5 \text{ W/m}^2$, mas esta varia 0.3% durante o ciclo de 11 anos das manchas solares.

Por fim, a concentração de gases do efeito estufa e a refletividade solar (pelas nuvens, poeira vulcânica e calotas polares) alteram o balanço de energia, podendo provocar absorção (ou liberação) de calor.

2.1.1 Teoria de Milankovitch

A melhor tentativa de explicar as mudanças climáticas vem dos ciclos de Milankovitch, que consideram as mudanças das características orbitais da Terra. A Teoria de [Milankovitch \(1941\)](#) estabelece que as variações cíclicas da órbita e da rotação da Terra produzem variações na quantidade de energia solar que chega à Terra (insolação). De acordo com essa teoria, um período relativamente sem gelo ocorre como resultado da grande insolação

no verão do HN. Isto acontece quando a obliquidade é grande e o parâmetro de precessão (igual ao produto da excentricidade pelo seno da longitude do periélio) é positivo e grande. Essa combinação ocorreu há cerca de 10.000 anos atrás, em uma época em que o clima era ligeiramente mais quente do que o atual. Cerca de 23.000 anos atrás, quando as lâminas de gelo cresciam rapidamente em direção ao UMG, o parâmetro de precessão era grande e negativo e a obliquidade estava próxima de seu valor mínimo (Hartmann, 1994).

A órbita da Terra é uma elipse ao redor do Sol, sendo que o Sol está localizado em um dos focos. A Figura 2.1 ilustra os principais parâmetros que caracterizam a órbita terrestre. O periélio é o ponto em que o planeta está mais próximo do Sol e o afélio é o ponto da órbita mais distante do Sol. O solstício é o momento em que o Sol, durante seu movimento aparente na esfera celeste, atinge o seu maior afastamento do equador. O equinócio é definido como um dos dois momentos em que o Sol, em sua órbita aparente, cruza o plano do equador celeste, o que corresponde ao instante em que os dois hemisférios estão igualmente iluminados.

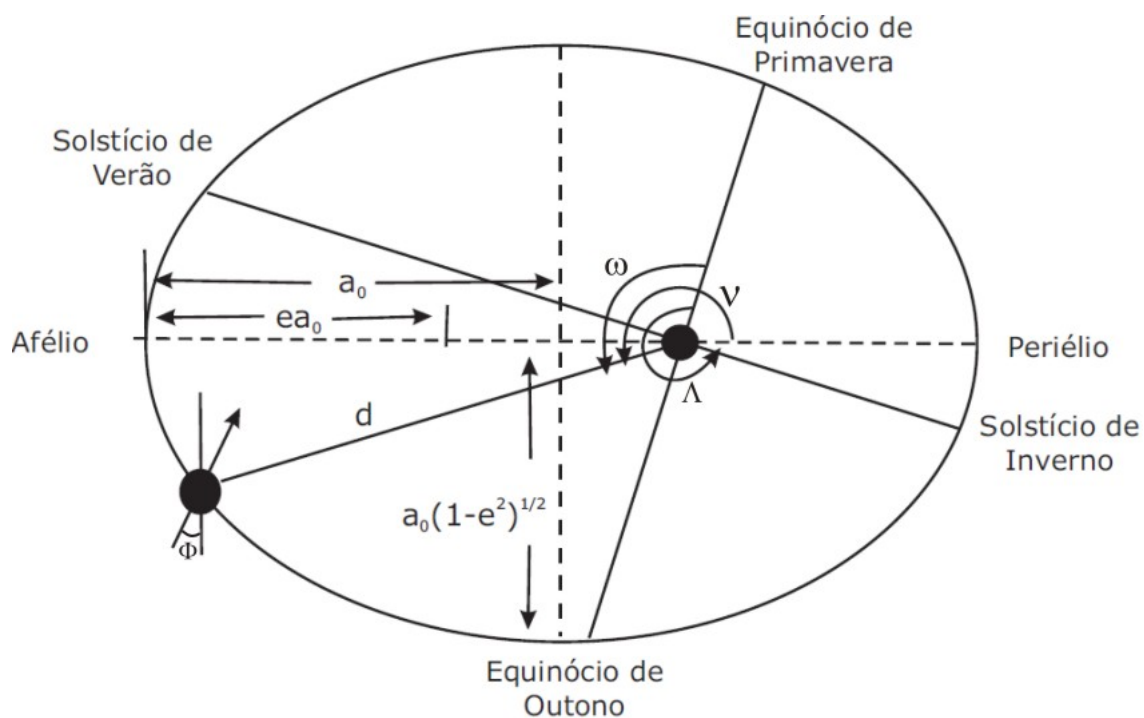


Figura 2.1 - Esquema da órbita elíptica da Terra ao redor do Sol, em que: e é a excentricidade, Φ é a obliquidade, Λ é a longitude do periélio definida em relação ao equinócio de primavera, a_0 é o semi-eixo maior, d é a distância Terra - Sol, ν é a anomalia real e ω é o ângulo entre a posição da Terra e o equinócio de primavera

Fonte: Adaptado de Hartmann (1994)

O primeiro ciclo de Milankovitch relaciona - se à excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol. A órbita da Terra oscila entre bem elíptica a quase circular em um período de 100.000 anos, conforme ilustrado na Figura 2.2. A variação da excentricidade altera pouco a quantidade de energia recebida pela Terra, de forma que seu principal efeito está na alteração dos contrastes sazonais. Atualmente, a órbita apresenta baixa excentricidade (0.017), o que resulta em uma mudança sazonal de energia solar de 7%. Quando a excentricidade está no seu valor máximo (0.060791), o valor da sazonalidade atinge 20%.

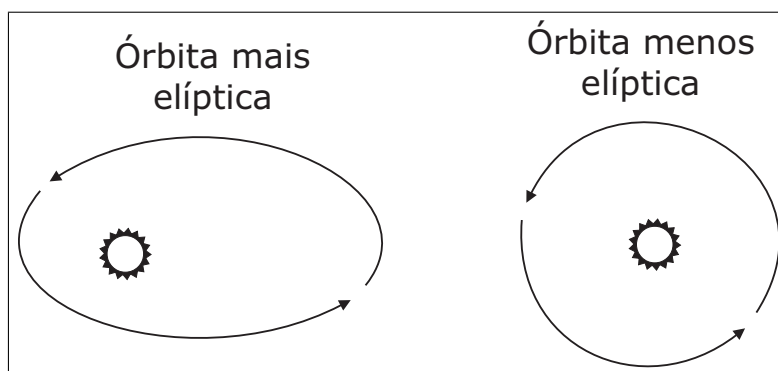


Figura 2.2 - Excentricidade da órbita da Terra

Fonte: Adaptado de Rohling (2001)

O segundo ciclo de Milankovitch leva cerca de 41.000 anos para se completar e envolve mudanças da inclinação do eixo de rotação da Terra (obliquidade). A obliquidade é o ângulo entre o eixo da Terra e o plano da eclíptica, conforme ilustrado na Figura 2.3. O valor atual da inclinação do eixo é de 23.5° , mas durante o ciclo esse valor pode variar de aproximadamente 22° até 24.5° . Quanto menor a inclinação, menor a variação sazonal entre verão e inverno em latitudes médias e altas. Assim, o inverno tende a ser mais suave e o verão mais frio.

O terceiro ciclo é devido à precessão e ocorre a cada 23.000 anos. Devido à forma e rotação da Terra, o eixo terrestre não se alinha com o eixo da eclíptica, mas precessiona em torno dele, podendo variar sua direção entre a estrela Polaris e a estrela Vega. A Figura 2.4 ilustra essa situação. Essa precessão causa um deslocamento dos equinócios ao longo da eclíptica, sendo chamada de precessão dos equinócios. Atualmente, a Terra está mais próxima do Sol em janeiro e mais distante em julho. O inverso ocorrerá em aproximadamente 11.000 anos. A Figura 2.5 mostra a variação do periélio como consequência da precessão. A precessão não altera a radiação total recebida pela Terra, mas afeta a distribuição espacial e temporal da insolação.

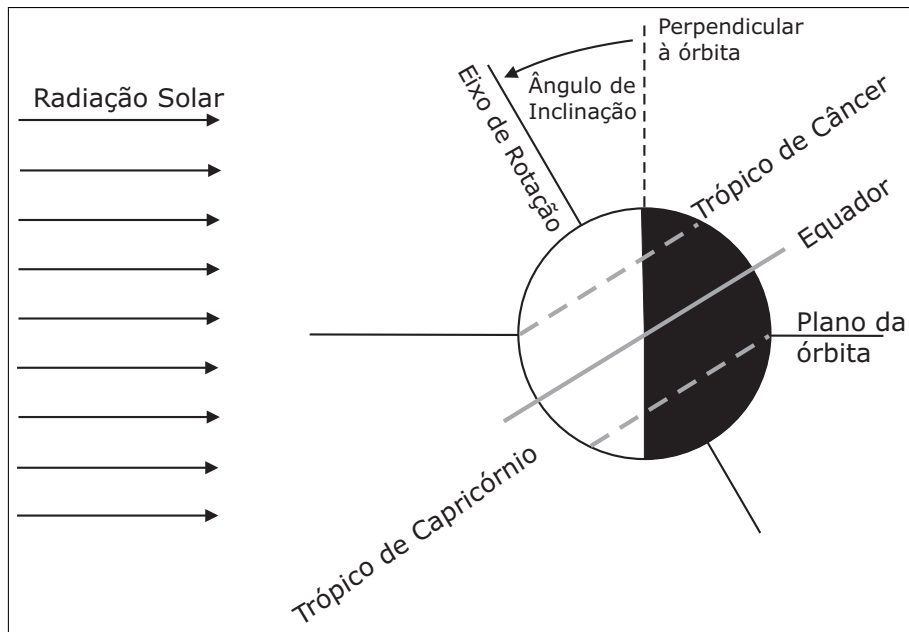


Figura 2.3 - Ilustração do ângulo de inclinação da Terra

Fonte: Adaptado de Rohling (2001)

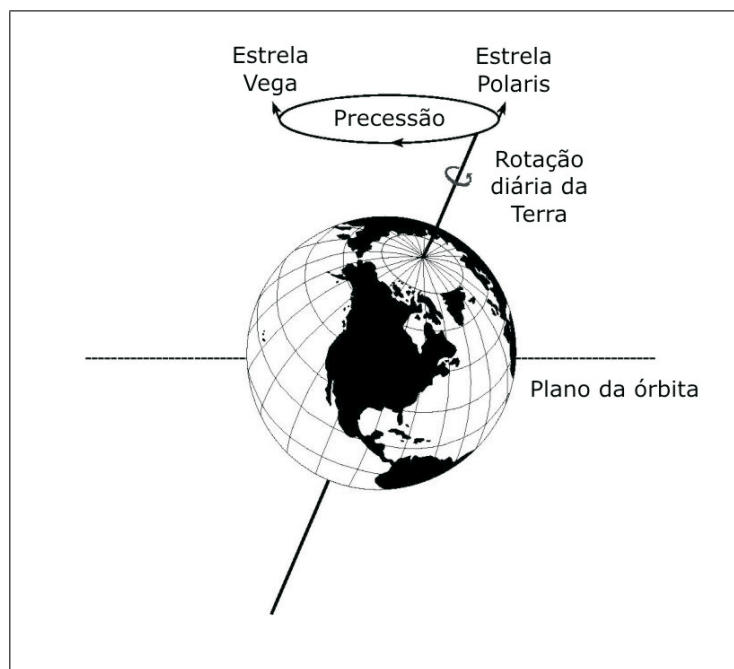


Figura 2.4 - Precessão dos equinócios

Fonte: Adaptado de Rohling (2001)

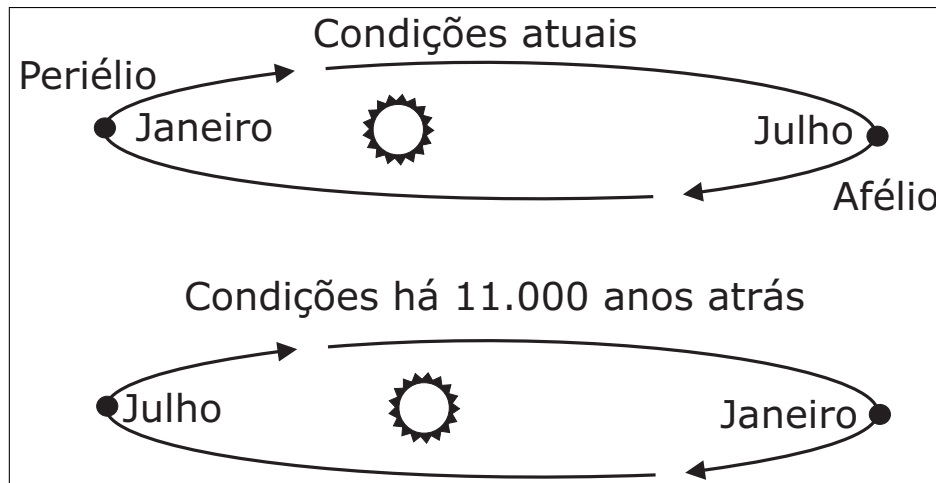


Figura 2.5 - Diagrama ilustrando a variação da posição da Terra em janeiro e julho para o ciclo de Milankovitch

Fonte: Adaptado de [Wicander e Monroe \(2000\)](#)

Os ciclos de Milankovitch podem ajudar a explicar o avanço e recuo de gelo sobre períodos de 10.000 a 100.000 anos. No entanto, outros fatores devem ser considerados, tais como: quantidade de aerossóis na atmosfera (que alteram o balanço de energia da Terra ao refletir e espalhar a radiação solar e através de sua interação com a microfísica de nuvens), refletividade das lâminas de gelo e concentração de gases do efeito estufa.

2.1.2 Épocas Glaciais

As épocas glaciais são períodos de frio intenso, com aumento das geleiras nos pólos e grande acúmulo de gelo nas zonas montanhosas próximo às regiões de neves eternas. Uma época glacial é subdividida em dois períodos: era do gelo (avanço de gelo) e período interglacial (recoo do gelo). Cada época glacial consiste em múltiplos avanços e recuos dos campos de gelo em ciclos de aproximadamente 100.000, 41.000 e 21.000 anos.

A ocorrência de eras do gelo é em parte controlada pela posição das placas continentais na superfície da Terra. Uma abundância de continente dentro dos círculos Ártico e Antártico parece ser uma necessidade para a ocorrência de uma era do gelo, provavelmente porque as massas continentais proporcionam espaço para que o acúmulo de neve e gelo possa ocorrer durante períodos frios, favorecendo assim os processos de feedback positivo como, por exemplo, o do albedo do gelo.

Tabela 2.1 - Parâmetros orbitais para a época atual e para o UMG

-	Valor Atual	Valor no UMG
Excentricidade	0.016724	0.018994
Obliquidade	23.446°	22.949°
Longitude do Periélio	102.04°	114.42°

Fonte: [Shin et al. \(2003\)](#)

O mecanismo que envolve os parâmetros orbitais a fim de produzir mudanças do clima depende da insolação. Se a insolação durante o verão é menor que o normal, então o derretimento de neve será menor. Algumas regiões que deveriam estar livres de neve continuarão cobertas de neve, e a cobertura de gelo perene será expandida. Como o ciclo do periélio é quase simétrico, quando a insolação no verão é menor do que o normal, a insolação no inverno será maior do que o normal. Uma vez que o ar quente pode reter mais umidade do que o ar frio e as temperaturas do inverno em latitudes altas são normalmente abaixo de 0° C, ocorrerá grande acúmulo de neve durante a estação fria. A combinação de acúmulo de neve no inverno, reduzido derretimento de neve no verão e o feedback do albedo do gelo pode produzir o crescimento do volume de gelo. Se a insolação no verão é reforçada, todos os argumentos são reversos, de forma que haverá reduzido volume de gelo e aquecimento ([Hartmann, 1994](#)).

Embora uma mudança na distribuição sazonal da radiação solar induzida pelos parâmetros orbitais é responsável pelo início de uma glaciação, os parâmetros orbitais no UMG não eram tão diferentes dos valores atuais (Tabela 2.1, adaptada de [Shin et al. \(2003\)](#)). De acordo com resultados de modelos numéricos (Tabela 2.2, adaptada de [Broccoli \(2000\)](#)) as variações nos parâmetros orbitais não podem explicar diretamente o clima do UMG. Para a manutenção do resfriamento no UMG, outros fatores físicos devem estar envolvidos. Uma das mais importantes forçantes responsáveis pelo resfriamento no UMG foi a redução da concentração de CO₂ atmosférico; essa concentração foi de 200 partes por milhão (ppm), cerca de 80 ppm menor do que a concentração do período pré - industrial ([Raynaud et al., 1993](#)). Outros fatores que podem ter auxiliado o resfriamento no UMG foram a expansão do gelo continental, que influenciou e manteve o clima do UMG por sua altura e pelo feedback do albedo do gelo, e as mudanças na vegetação e nos tipos de cobertura ([Otto-Bliesner et al., 2006](#)).

Tabela 2.2 - Forçante radiativa média anual (W/m^2) no UMG para os mecanismos forçantes

	Global	HN	HS
Gelo Continental	-1.88	-3.46	-0.31
CO ₂ Atmosférico	-1.99	-1.99	-1.99
Parâmetros Orbitais	+0.04	+0.02	+0.07
Mudança no Nível do Mar	-0.37	-0.49	-0.26
Efeito Combinado	-4.20	-5.92	-2.49

Fonte: Broccoli (2000)

2.1.3 Reconstruções Paleoclimáticas

A TSM global é uma importante condição de contorno para as simulações climáticas. Em baixas latitudes, a TSM está relacionada à convecção atmosférica profunda que, por sua vez, dirige a circulação atmosférica de grande escala via liberação de calor latente. Em altas latitudes, a TSM influencia a concentração e extensão de gelo marinho, que modula o balanço de energia na superfície com implicações diretas na interação atmosfera-oceano e na circulação atmosférica. Embora a TSM represente uma condição de contorno crítica para as simulações em escala global, a magnitude e distribuição da TSM no UMG permanecem incertas.

Várias reconstruções da TSM para o UMG estão disponíveis, sendo que a primeira tentativa de reconstrução foi feita pelo CLIMAP. Essa reconstrução foi baseada na distribuição de espécies de vários grupos fósseis e utilizou a metodologia das funções de transferência. As funções de transferência provêm um meio de traduzir descrições numéricas da biota plantônica preservada em sedimentos oceânicos em estimativas da TSM. Essa metodologia adotou duas suposições críticas: (1) a distribuição espacial das espécies é, em primeira ordem, sistematicamente relacionada à temperatura, e (2) a relação estatística baseada na análise das abundâncias de um conjunto multivariado de espécies pode ser invertido para produzir estimativas da temperatura válidas para o UMG. Dessa forma, a base estatística dessa metodologia requer a hipótese de que a resposta ecológica das espécies não se alterou ao longo do tempo.

A Figura 2.6 mostra um mapa global da diferença entre a TSM média anual do CLIMAP e a TSM atual, indicando resfriamento moderado (1 a 2°C) sobre a maior parte do Oceano Pacífico Tropical e aquecimento sobre o Pacífico Subtropical. No entanto, a reconstrução do CLIMAP discorda de uma variedade de dados terrestres que indicam condições muito mais frias no UMG, especialmente nos trópicos e no Atlântico Norte (Guilderson et al.,

1994; Zhao et al., 1995; Chapman et al., 1996; Wolff et al., 1998; Mix et al., 1999). Além disso, simulações climáticas recentes (Rind e Peteet (1985)) utilizando a TSM do CLIMAP falharam em produzir a magnitude do resfriamento atmosférico e as mudanças no ciclo hidrológico em baixas latitudes. Estudos têm sido realizados com o intuito de aprimorar as estimativas da TSM no UMG, sendo que muitos deles concordam que a reconstrução do CLIMAP indica que o valor da TSM tropical foi superestimado.

Paul e Schäfer-Neth (2003) produziram condições de contorno oceânicas mensais para o Oceano Atlântico baseados na reconstrução da TSM do projeto GLacial Atlantic ocean MAPping (GLAMAP). Quando comparada com o CLIMAP, essa nova reconstrução foi marcada por uma grande redução da extensão de gelo marinho no Oceano Atlântico Norte. Dessa forma, as condições de gelo marinho no inverno do GLAMAP foram similares às condições de verão do CLIMAP, e os Mares Nórdicos eram livres de gelo durante o verão. Além disso, o novo valor de TSM foi maior do que o do CLIMAP entre o Oceano Atlântico Norte Subtropical e Polar, mas menor no Oceano Atlântico Sul e Tropical. O resfriamento médio global na superfície do mar provocado por essa reconstrução foi de cerca de 1.2°C, menor do que na reconstrução do CLIMAP. Entre 45°S e 50°S no Oceano Atlântico Sul, a TSM reconstruída foi cerca de 2 a 4°C menor do que no oceano atual, devido em parte pela posição mais ao norte do limite de gelo no inverno.

Os experimentos numéricos realizados por Toracinta et al. (2004) tiveram por objetivo avaliar a resposta do clima do UMG quando submetido a um campo de TSM modificado a partir do conjunto de dados do CLIMAP. Essas modificações foram redução do valor da TSM tropical média anual do CLIMAP por 4°C e redução do gelo marinho no inverno (verão) no Hemisfério Norte (Sul), as quais produziram dois efeitos opostos: (1) reduzido gradiente meridional de temperatura, e (2) aumento da diferença de temperatura entre oceano e continente. Os resultados das simulações levaram a conclusão de que essas modificações foram suficientes para capturar, em primeira aproximação, as mudanças climáticas em escala regional e global para a maioria do globo terrestre no UMG.

Um estudo da consistência das variáveis terrestres e oceânicas no UMG para a América do Sul foi realizado por Vizzy e Cook (2005), com a utilização de um modelo climático regional. As simulações consideraram mudanças nos parâmetros orbitais, na concentração de CO₂ e na vegetação, além de quatro versões da TSM para o UMG: CLIMAP, as versões core e line de Schäfer-Neth e Paul (2003) e a saída do modelo acoplado de Shin et al. (2003). Todas as simulações com as diferentes TSMs produziram condições mais secas em relação ao clima atual sobre a América do Sul Tropical, em concordância com os dados palinológicos (pólen). A avaliação de qual reconstrução da TSM para o UMG produziria o resultado mais consistente sobre a América do Sul foi baseada na temperatura da superfície e na

diferença entre a precipitação e a evaporação. As simulações com as TSMs do CLIMAP e da versão line de Schäfer-Neth e Paul mostraram resfriamento modesto nos oceanos tropicais durante o UMG e produziram diferenças entre precipitação e evaporação mais consistentes com os dados palinológicos. As simulações com esses dois conjuntos de TSMs foram consideradas indistinguíveis no sentido de que as diferenças entre as duas simulações estiveram dentro do intervalo de incerteza dos dados. Como a versão line, mais recente, utilizou mais registros oceânicos do que o CLIMAP, essa versão seria a mais apropriada para as simulações do UMG, segundo os autores.

Hostetler et al. (2006) identificaram dois possíveis vieses nas funções de transferência para a reconstrução da TSM: baixa sensibilidade nas funções de transferência em regiões de águas muito quentes e subestimação da TSM nas regiões com forte gradiente vertical de temperatura no oceano superior. Por meio desses vieses, os autores produziram novos campos de TSM e os resultados das simulações com o MCG atmosférico Global ENvironmental and Ecological Simulation of Interactive Systems (GENESIS) mostraram um resfriamento de 6.4°C (1.9°C mais frio do que os resultados obtidos com os dados originais do CLIMAP), o que obteve melhor concordância com estimativas geoquímicas recentes da TSM.

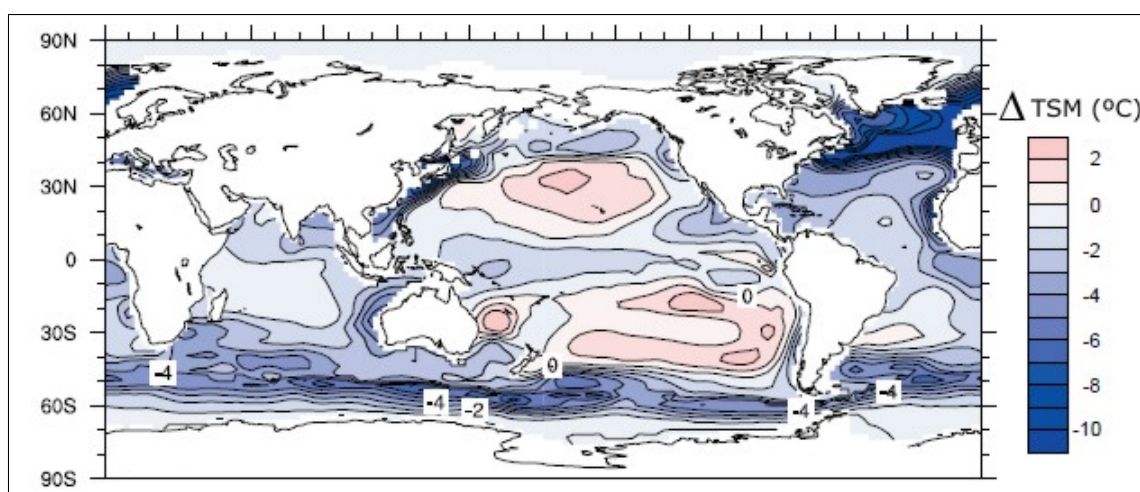


Figura 2.6 - Mapa global da variação (CLIMAP - presente) da TSM média anual

Fonte: Adaptado de Liu et al. (2002)

A utilização de MCGs acoplados oceano - atmosfera tem sido uma solução adotada por vários autores (Braconnot, 2004; Shin et al., 2003, entre outros) para os problemas detectados com a reconstrução das condições de contorno para o UMG. Dessa forma, utiliza-se como condições de contorno a TSM prevista pelo modelo.

2.2 Simulações Numéricas

Os MCGs são modelos abrangentes e complexos que simulam o caráter tridimensional da atmosfera. Muitos estudos têm sido realizados com MCGs para simulações do paleoclima e, particularmente, do UMG. As primeiras simulações do UMG utilizaram a reconstrução da TSM do CLIMAP como condição de contorno, sendo que alguns desses trabalhos foram os de [Manabe e Hahn \(1977\)](#), [Kutzbach e Guetter \(1984\)](#) e [Rind e Peteet \(1985\)](#).

No entanto, o primeiro trabalho a utilizar a reconstrução do CLIMAP como condição de contorno para a simulação do UMG foi o de [Gates \(1976\)](#). Os resultados dessa simulação, quando comparados com a simulação do clima de julho atual, indicaram que a era do gelo foi substancialmente mais fria e seca sobre as áreas continentais não cobertas por gelo, com o máximo vento zonal de oeste no HN deslocado para o sul, na vizinhança das lâminas de gelo.

A seguir são apresentados outros trabalhos de modelagem com MCGs referentes ao UMG.

[Broccoli e Manabe \(1987\)](#) conduziram uma série de experimentos com um MCG para estudar a importância relativa de diversos fatores - lâminas de gelo, mudanças do albedo da superfície e da concentração de CO₂ atmosférico - no sentido de forçar as mudanças de temperatura há 18.000 anos atrás. Os resultados mostraram que a maior forçante para o balanço de energia no topo da atmosfera foi o decréscimo da concentração de CO₂ (de 300 ppm para 200 ppm), enquanto que a menor contribuição veio da mudança do albedo das áreas continentais não - cobertas por neve. O efeito radiativo direto das lâminas de gelo continentais ficou confinado inteiramente no HN. A TSM média global prevista pelo modelo (-1.9°C) apresentou boa concordância com a TSM estimada de dados paleoclimáticos pelo CLIMAP (-1.6°C).

O papel das interações oceano - atmosfera no resfriamento tropical durante o UMG foi investigado por [Bush e Philander \(1998\)](#). Através de uma simulação com um MCG acoplado oceano - atmosfera configurado para o UMG obteve - se um clima tropical que foi muito mais frio do que o produzido por modelos apenas atmosféricos. Isso ocorreu por causa do decréscimo das TSMs tropicais de até 6°C no Pacífico Oeste Tropical. Na média zonal, as temperaturas atmosféricas nas latitudes altas do HN foram entre 6 a 8°C mais frias em toda a troposfera e na região tropical houve uma diminuição de 4 a 6°C; o resfriamento global da temperatura à superfície foi de 4.3°C. Além disso, as forçantes glaciais amplificaram a estrutura baroclínica da atmosfera meridional. A umidade específica média global, a evaporação e a precipitação tiveram uma redução de 10%.

[Weaver et al. \(1998\)](#) estudaram a influência do dióxido de carbono, da forçante orbital

e das lâminas de gelo no clima do UMG. Os resultados das simulações com um modelo acoplado oceano - atmosfera - gelo marinho indicou que a TSM tropical foi cerca de 2.2°C menor do que a atual, enquanto que a temperatura do ar à superfície mostrou pronunciada redução ao redor da região do Atlântico Norte. O resfriamento global foi de 3.2°C, com resfriamento mais intenso no HN, o que gerou uma pronunciada assimetria sobre o equador. Os estudos de sensibilidade revelaram que a forçante mais importante foi a mudança do CO₂ atmosférico, sendo que o feedback do albedo das lâminas de gelo acabou contribuindo com um resfriamento adicional.

A circulação monçônica e o acúmulo de neve na Ásia durante o Holoceno Médio (6.000 anos atrás) e o UMG foram estudadas por [Bush \(2002\)](#) com um MCG acoplado oceano - atmosfera. As simulações indicaram condições mais frias e secas durante o UMG, o que produziu uma monção de verão cujos ventos de oeste foram mais fortes e os ventos de leste equatoriais mais fracos, com aumento da precipitação e queda de neve no lado leste do Himalaia. As análises das monções sazonais indicaram que as mudanças no vento e no acúmulo de neve durante o UMG foram maiores do que durante o Holoceno Médio. Os autores sugeriram que a mudança da TSM foi responsável em parte pelas mudanças nos padrões de circulação anuais, embora houvessem outros fatores envolvidos, especialmente para o UMG.

[Shin et al. \(2003\)](#) usaram o National Center for Atmospheric Research - Community Climate System Model (NCAR - CCSM), que é um MCG acoplado atmosfera - oceano - gelo marinho, para a simulação do UMG. Nos trópicos, a simulação mostrou resfriamento moderado de 3°C sobre o continente e de 2°C sobre o oceano, na média zonal. Nos subtropicais, as águas tiveram um resfriamento de 2 a 2.5°C; em latitudes médias, a TSM teve uma redução de até 8°C. Globalmente, a variação latitudinal da TSM simulada aproximadamente concorda com as reconstruções do CLIMAP, exceto entre 40°N e 60°N. A circulação termohalina no UMG foi mais rasa e fraca do que a atual. A circulação de Hadley foi fortalecida (em razão do maior gradiente meridional de temperatura), assim como o transporte meridional de calor. Reduzida precipitação foi notada na região de ocorrência da Zona de Convergência Inter - Tropical (ZCIT) e nas regiões de monções. Os experimentos de sensibilidade mostraram que cerca de metade do resfriamento tropical simulado originou - se da redução da concentração atmosférica dos gases do efeito estufa.

Por intermédio do Paleoclimate Model Inter - comparison Project (PMIP), [Braconnot \(2004\)](#) realizou simulações numéricas para o UMG. Os experimentos realizados utilizaram duas fontes de dados distintas para a TSM: a reconstrução do CLIMAP e um modelo oceânico, que fez o cálculo das TSMs a partir do fluxo de calor na interface ar - oceano e do transporte de calor oceânico. Braconnot também usou as calotas glaciais descritas

em [Peltier \(1994\)](#) e a concentração de CO₂ de 200 ppm como condições de contorno. O resfriamento médio simulado foi da ordem de 4°C para os dados do CLIMAP e de 2 a 6°C para a TSM calculada pelo modelo oceânico. Esse resfriamento foi mais marcante sobre os continentes do que sobre os oceanos. Na região tropical, o resfriamento foi mais marcante no verão do que no inverno para as simulações que utilizaram a TSM do CLIMAP. Esse período frio foi também um período árido sobre a maior parte dos continentes, como indicado pela diminuição da precipitação.

O papel da redução da concentração de CO₂ atmosférico e da topografia das lâminas de gelo foi investigado por [Kim \(2004\)](#) com o uso de um modelo climático acoplado oceano - atmosfera - gelo marinho. O resfriamento da superfície induzido pela redução de CO₂ foi maior do que aquele resultante dos outros fatores por cerca de 30% para a temperatura do ar e por 100% para a TSM. Os resultados também mostraram que o resfriamento superficial foi substancialmente maior no HN, sendo que essa assimetria inter - hemisférica foi mais pronunciada no experimento que considerou a topografia das lâminas de gelo. Os autores concluíram que enquanto a topografia das lâminas de gelo resultou em uma grande modificação no padrão da temperatura superficial sobre o continente, a reduzida concentração de CO₂ pareceu ter um papel importante na modulação da distribuição espacial e da magnitude da temperatura superficial sobre o oceano.

[Wainer et al. \(2005\)](#) fizeram uma comparação entre dados paleoclimáticos do UMG na América do Sul e resultados de simulações feitas com a versão paleoclimática do modelo acoplado do NCAR. Os dados paleoclimáticos apontaram geralmente para temperaturas mais baixas e precipitação reduzida na América do Sul. Os resultados da simulação indicaram que a ZCIT não se estendeu continuamente sobre o Continente Sul - Americano durante o verão austral, o que resultou em condições mais secas sobre a região. Nos subtrópicos, os resultados da modelagem mostraram um enfraquecimento dos ventos de oeste, enquanto que os dados mostraram características de condições mais úmidas. Em latitudes altas, a intensificação dos ventos de oeste indicada pelo modelo em combinação com TSM mais baixa, resultaram em menor fluxo de umidade para dentro do Continente Sul - Americano.

A sensibilidade do modelo CCSM versão 3 - que é um modelo global acoplado oceano - atmosfera - gelo marinho - superfície continental - foi estudada por [Otto-Bliesner et al. \(2006\)](#) através de simulações do UMG e do Holoceno Médio. Os resultados foram comparados com simulações do período pré-industrial. A simulação do UMG indicou um resfriamento global de 4.5°C, com amplificação desse resfriamento em latitudes altas e sobre as lâminas de gelo continentais. A TSM tropical teve uma queda de 1.7°C, enquanto que a temperatura continental tropical sofreu uma diminuição de 2.6°C. A atmosfera do

UMG era significativamente mais seca, com um decréscimo de 18% na água precipitável e queda de 0.25 mm/dia na precipitação média anual.

Os modelos de complexidade intermediária também podem ser usados para estudos de sensibilidade, auxiliando na compreensão da interação entre as diferentes componentes do sistema climático. Na literatura, existem poucos trabalhos utilizando esse tipo de modelo para estudo do paleoclima e, em particular, do clima do UMG. A seguir temos a descrição de alguns desses trabalhos.

[Saltzman e Vernekar \(1975\)](#) investigaram o clima médio zonal do HN há 18.000 anos atrás como resposta às condições de contorno, com o uso dos dados da reconstrução do CLIMAP. Os resultados indicaram uma atmosfera mais fria e seca do que a atual, com intensificação da frente polar e redução da precipitação e da evaporação.

[Ganopolski et al. \(1998\)](#) usaram um modelo acoplado oceano - atmosfera de complexidade intermediária para simular o clima atual e do UMG. As simulações obtiveram sucesso em simular as circulações atmosféricas e oceânicas, a distribuição de temperatura, o ciclo hidrológico e a cobertura de gelo marinho para ambos os períodos sem a necessidade da utilização de fluxos de ajuste. Para o UMG, o modelo foi forçado pela mudança na forçante solar, pela redução de CO₂ atmosférico e pelas lâminas de gelo continentais prescritas. Os resultados indicaram um resfriamento global de 6.2°C, sendo que nos trópicos esse valor foi de 3.8°C (4.6°C sobre o continente), e aumento da intensidade dos ventos alísios e dos ventos de oeste no HN. Observou-se ainda condições mais secas nos trópicos e em latitudes altas, forte redução da monção de verão asiática e aumento da precipitação de inverno em algumas regiões tropicais e subtropicais.

O modelo de complexidade intermediária CLIMate - BiosphERe versão 2 (CLIMBER-2) foi utilizado por [Deimling et al. \(2006\)](#) para avaliar a sensibilidade climática a partir de um ensemble de simulações. A sensibilidade climática (ΔT_{2x}) foi definida como o aquecimento médio global do ar à superfície decorrente de uma duplicação na concentração de CO₂. O resfriamento do ar à superfície para o UMG foi de 6 a 7.5°C para um ΔT_{2x} entre 2.5 e 3.5°C; a TSM do Atlântico Tropical teve uma diminuição de $3.0^\circ \pm 0.9^\circ\text{C}$.

De forma geral, as simulações para o UMG tanto com os MCGs quanto com os modelos de complexidade intermediária apontaram para a diminuição da temperatura global e redução da precipitação e da evaporação, enquanto que a mudança na concentração de CO₂ foi apontada como o fator principal para o resfriamento simulado.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Descrição do Modelo Dinâmico

No presente estudo foi utilizado um modelo do tipo estatístico - dinâmico de média zonal, global e de equações primitivas, desenvolvido por Franchito e Rao (1992) e modificado posteriormente por Franchito et al. (1998) e por Rao et al. (2000). As equações primitivas foram descritas em um sistema de coordenadas horizontais esféricas (φ, σ, t) , em que φ é a latitude, t é o tempo e σ é definida por:

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p^*} = \frac{p - p_T}{p_S - p_T} \quad (3.1)$$

Sendo:

- . p = pressão em um nível qualquer do modelo;
- . p_S = pressão na superfície;
- . p_T = pressão no topo.

O modelo considerou as seguintes equações governantes:

- (i) Equação de movimento
- (ii) Equação de energia termodinâmica
- (iii) Equação de continuidade de massa
- (iv) Relação hidrostática
- (v) Equação de tendência de pressão à superfície

Duas camadas na vertical foram definidas, sendo estas delimitadas pelos níveis 1 (250 mb), 2 (500 mb) e 3 (750 mb). As equações governantes forneceram os valores médios zonais para os níveis 1 e 3 do vento zonal e meridional, da temperatura e do geopotencial. Além disso, teve-se o prognóstico da pressão à superfície e da velocidade vertical no nível 2. Os processos parametrizados foram: atrito, aquecimento diabático (incluindo radiação solar e de onda longa, convecção de pequena escala, evaporação, condensação e condução para sub - superfície) e efeitos dos turbilhões de grande escala (fluxo horizontal de momentum, fluxos vertical e horizontal de calor). O intervalo de grade utilizado foi de 5° e as equações

para p^* , \bar{T} , $\bar{\phi}$ e $\bar{\sigma}_2$ foram aplicadas ao centro de cada cinturão de latitude, enquanto que as equações para u e v foram aplicadas nos contornos do cinturão.

A temperatura da superfície foi deduzida a partir da equação de balanço de energia através do uso do método de Newton - Raphson (Franchito e Rao, 1992). A precipitação foi calculada pela razão entre o fluxo de calor latente na atmosfera e o calor latente de vaporização, enquanto que a umidade foi calculada em função da temperatura da superfície. As formas funcionais da transferência de calor à superfície $\overline{H_S}$ e do aquecimento adiabático da atmosfera $\overline{H_a}$ são mostradas no Apêndice A. Nesse presente estudo, a parametrização dos fluxos radiativos de onda longa e curta foi a utilizada por Franchito et al. (1998) (Apêndice B), enquanto que a variação diária da insolação foi parametrizada conforme Rao et al. (2000) (Apêndice C).

3.1.1 Condições de Contorno

As condições de contorno utilizadas no modelo foram:

$$\begin{aligned} \bar{\sigma} &= 0 && \text{em } \sigma = 0 \text{ e } \sigma = 1 \\ \bar{u} = \bar{v} &= 0 && \text{em } \varphi = 90^\circ \text{ (Norte ou Sul)} \end{aligned} \quad (3.2)$$

3.1.2 Condições Iniciais

Como condições iniciais, considerou-se:

$$\begin{aligned} \text{Atmosfera Isotérmica} & && 270 \text{ K} \\ \text{Atmosfera em Repouso} & && \bar{u} = \bar{v} = 0 \end{aligned} \quad (3.3)$$

3.2 Integração temporal

Para a integração numérica no tempo utilizou-se o método de diferenças finitas centradas, com intervalo temporal de 15 minutos. A estabilidade no modelo foi garantida pelo uso do esquema de integração de Brown e Campana (1978), que permitiu aumentar o passo temporal até idealmente duas vezes. Para cada passo de tempo, empregou-se o filtro de Asselin (Haltiner e Williams, 1980) para evitar modos computacionais decorrentes de longos períodos de integração.

Tabela 3.1 - Descrição dos experimentos realizados

Experimento	Concentração de CO ₂	Fração dos Tipos de Cobertura	TSM	Forçante Orbital
1 (Controle)	350 ppm	Atual	Atual	Atual
2 (LGM)	200 ppm	UMG	UMG	UMG
3 (CO2)	200 ppm	Atual	Atual	Atual
4 (ICE)	350 ppm	UMG	Atual	Atual
5 (SST)	350 ppm	Atual	UMG	Atual
6 (ORB)	350 ppm	Atual	Atual	UMG

A estratégia de integração foi igual à utilizada por [Rao et al. \(2000\)](#), sendo que nos seis primeiros meses de integração, utilizou - se a parametrização original dos processos de aquecimento diabático ([Franchito e Rao, 1992](#)) para que o MED pudesse atingir o equilíbrio. Após os seis primeiros meses de integração, o MED passou a considerar as modificações feitas por [Rao et al. \(2000\)](#) com a inclusão do ciclo diurno ou diário de radiação, sendo que para o presente estudo optou - se pelo uso do ciclo diário de radiação. Além disso, para que fosse possível a avaliação da influência dos gases do efeito estufa, utilizou - se a parametrização para os processos radiativos de [Franchito et al. \(1998\)](#).

O modelo realizou uma simulação de 3 anos, sendo que a partir de seis meses de integração houve estabilização dos resultados, conforme estudo realizado por [Rao et al. \(2000\)](#). A TSM e a temperatura da superfície coberta por gelo/neve foram consideradas constantes para todos os anos de integração, não havendo portanto variação interanual dos resultados gerados pelo modelo. Para a simulação do UMG e estudos de sensibilidade foram realizados seis experimentos, que estão descritos na Tabela 3.1. As simulações do clima atual e do UMG foram realizadas através dos experimentos 1 e 2, respectivamente. O efeito isolado da redução da concentração de CO₂, das lâminas de gelo, da variação da TSM e da forçante orbital foram simulados pelos experimentos 3, 4, 5 e 6, respectivamente.

3.3 Dados de Inicialização do Modelo

Os dados necessários para a simulação do UMG consistiram na temperatura da superfície do mar e da sub - superfície, frações dos tipos de cobertura (oceano, gelo marinho, continente, gelo marinho sazonal e gelo continental) e albedo da superfície. A fração de gelo marinho sazonal refere - se às latitudes que são cobertas por oceano durante o verão e por gelo marinho durante o inverno. A resolução temporal das frações dos tipos de cobertura foi sazonal (verão e inverno), enquanto que das temperaturas foi mensal. A média zonal foi aplicada a todos os dados, sendo que estes foram descritos em uma grade de 5° de latitude a partir do ponto 87.5°S.

Os percentuais de cada tipo de cobertura foram obtidos da reconstrução de [Mix et al. \(1999\)](#) e são mostradas na Tabela 3.2, onde também são exibidas as frações atuais (entre parênteses). Esses percentuais tiveram de ser modificados entre as latitudes 57.5°N e 77.5°N a fim de garantir a estabilidade do modelo, sendo que essas alterações relacionaram - se à redução da proporção de gelo continental. No entanto, essas modificações foram pequenas e não comprometeram os resultados finais da simulação. O valor do albedo da superfície foi calculado a partir da distribuição dos diferentes tipos de cobertura e de estimativas do valor do albedo para cada tipo de superfície, como em [Franchito e Rao \(1992\)](#) e [Rao et al. \(2000\)](#). Os valores de TSM foram obtidos da versão 'line' da reconstrução de [Paul e Schäfer-Neth \(2003\)](#) e os valores da temperatura da sub - superfície foram os utilizados por [Rao et al. \(2000\)](#). Como o fluxo de calor para a sub - superfície é pequeno quando comparado com os fluxos de calor sensível e latente (Figura 3.1), utilizou - se os valores atuais da temperatura da sub - superfície para a simulação do UMG, sem que houvesse diferenças significativas.

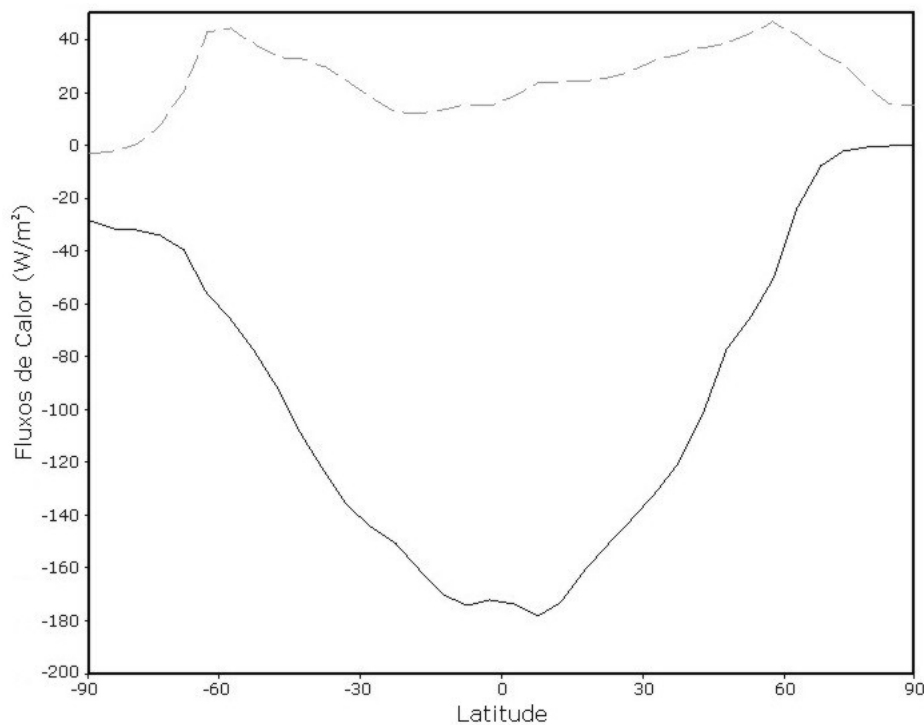


Figura 3.1 - Variação latitudinal média anual da soma dos fluxos de calor sensível e latente (linha contínua) e do fluxo de calor para sub - superfície (linha tracejada). A unidade é $W m^{-2}$.

Tabela 3.2 - Frações dos tipos de cobertura para o UMG e para o presente (entre parênteses)

Latitude	Oceano	Gelo Marinho	Continente	Gelo Marinho Sazonal	Gelo e Neve Continental
87.5	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0
82.5	0.0 (0.5)	87.5 (89.5)	0.3 (0.0)	0.0 (1.5)	12.2 (8.5)
77.5	0.0 (3.5)	38.3 (73.5)	5.0 (0.0)	0.0 (8.0)	56.7 (15.0)
72.5	0.0 (8.5)	27.0 (51.5)	29.7 (0.0)	0.0 (28.5)	43.3 (11.5)
67.5	0.0 (11.5)	13.9 (22.5)	35.0 (0.0)	0.0 (59.0)	51.1 (7.0)
62.5	0.0 (18.5)	13.0 (11.5)	48.9 (0.0)	2.8 (68.0)	35.3 (2.0)
57.5	6.7 (32.5)	6.7 (8.5)	36.1 (2.0)	15.0 (57.0)	35.5 (0.0)
52.5	18.3 (40.0)	0.3 (3.5)	40.0 (7.0)	17.0 (49.5)	24.4 (0.0)
47.5	21.1 (44.5)	0.0 (1.5)	45.6 (12.0)	18.9 (42.0)	14.4 (0.0)
42.5	40.8 (52.5)	0.6 (0.0)	47.5 (22.5)	4.7 (25.0)	6.4 (0.0)
37.5	54.4 (56.0)	0.0	45.6 (34.5)	0.0 (9.5)	0.0
32.5	55.0 (56.5)	0.0	45.0 (40.5)	0.0 (3.0)	0.0
27.5	57.2 (59.5)	0.0	42.8 (40.5)	0.0	0.0
22.5	62.2 (65.0)	0.0	37.8 (35.0)	0.0	0.0
17.5	69.4 (70.0)	0.0	30.6 (30.0)	0.0	0.0
12.5	75.3 (73.5)	0.0	24.7 (26.5)	0.0	0.0
7.5	72.2 (76.5)	0.0	27.8 (23.5)	0.0	0.0
2.5	76.4 (77.0)	0.0	23.6 (23.0)	0.0	0.0
-2.5	72.2 (75.5)	0.0	27.8 (24.5)	0.0	0.0
-7.5	75.0 (78.0)	0.0	25.0 (22.0)	0.0	0.0
-12.5	75.3 (78.5)	0.0	24.7 (21.5)	0.0	0.0
-17.5	76.1 (76.0)	0.0	23.9 (24.0)	0.0	0.0
-22.5	75.3 (75.0)	0.0	24.7 (25.0)	0.0	0.0
-27.5	77.8 (77.5)	0.0	22.2 (22.5)	0.0	0.0
-32.5	82.8 (86.5)	0.0	17.2 (13.5)	0.0	0.0
-37.5	92.2 (94.5)	0.0	7.8 (5.5)	0.0	0.0
-42.5	95.3 (97.0)	0.0	4.7 (3.0)	0.0	0.0
-47.5	72.2 (98.0)	0.0	3.3 (2.0)	24.5 (0.0)	0.0
-52.5	43.0 (99.0)	42.5 (0.0)	3.1 (1.0)	11.4 (0.0)	0.0
-57.5	7.2 (99.5)	62.2 (0.0)	0.0 (0.5)	30.6 (0.0)	0.0
-62.5	0.0 (83.0)	98.3 (16.5)	0.0 (0.5)	0.0 (0.0)	1.7 (0.0)
-67.5	0.0 (38.5)	63.3 (38.5)	0.0 (1.0)	0.0	36.7 (22.0)
-72.5	0.0 (6.0)	26.7 (34.5)	0.0 (0.5)	0.0	73.0 (59.0)
-77.5	0.0 (0.5)	0.0 (20.0)	0.0 (0.5)	0.0	100.0 (79.0)
-82.5	0.0	0.0 (11.5)	0.0 (6.0)	0.0	100.0 (82.5)
-87.5	0.0	0.0 (4.0)	0.0 (5.5)	0.0	100.0 (90.5)

Fonte: [Mix et al. \(1999\)](#). Os valores para o UMG e o presente são os mesmos para os itens que apresentam apenas um valor.

3.4 Validação do Modelo

Nesta seção, os resultados do experimento Controle serão comparados com os dados da reanálise 1 do National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/NCAR para o período entre 1977 e 2006, exceto para a precipitação, que será comparada com a versão 2 do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) para o período entre 1979 e 2000.

3.4.1 Simulação das Características Médias Anuais

As comparações entre os campos gerados pelo modelo e a climatologia são mostradas na Figura 3.2. Os valores médios anuais da temperatura do ar à superfície foram bem simulados pelo modelo, como mostrado na Figura 3.2a. As maiores diferenças ocorreram perto das regiões polares, principalmente no HS, e podem estar relacionadas a não inclusão do feedback do albedo do gelo/neve. A Figura 3.2b apresenta a variação latitudinal média anual da temperatura do ar no nível de 500 hPa. De forma geral, houve uma boa reprodução do comportamento desse campo, havendo no entanto subestimação principalmente nos trópicos. Os menores valores da temperatura do ar no nível de 500 hPa simulados pelo modelo ocasionaram um menor gradiente meridional de temperatura em altos níveis, o que por sua vez provocou uma redução da magnitude do vento zonal em 250 hPa, conforme mostrado na Figura 3.2c. No entanto, as posições dos máximos em latitudes médias e nos trópicos foram bem reproduzidas pelo modelo. A Figura 3.2d mostra o campo de vento zonal médio anual em 750 hPa. O modelo reproduziu bem a posição dos máximos em latitudes médias, mas houve subestimação da magnitude do vento. Os resultados da simulação revelaram um máximo secundário nos trópicos que não foi observado nos dados da reanálise. O fato de a simulação do vento zonal ser melhor no nível de 250 hPa também foi notado em outros trabalhos, como [Rao et al. \(2000\)](#), [Franchito e Rao \(1992\)](#), [Moraes et al. \(2004\)](#), entre outros. A simulação da velocidade vertical ω em 500 hPa (Figura 3.2e) reproduziu bem o caráter tricelular da circulação atmosférica. A posição dos máximos e mínimos foi bem simulada, no entanto houve superestimação da magnitude dos mínimos em latitudes altas. A simulação da variação latitudinal da precipitação média anual (Figura 3.2f) apresentou boa concordância com os dados do GPCP, com superestimação da precipitação nos trópicos, o que pode estar relacionado à parametrização dos fluxos de calor sensível e latente. Houve subestimação da precipitação para as latitudes altas do HN, o que pode estar diretamente relacionado à simulação do campo de velocidade vertical ω .

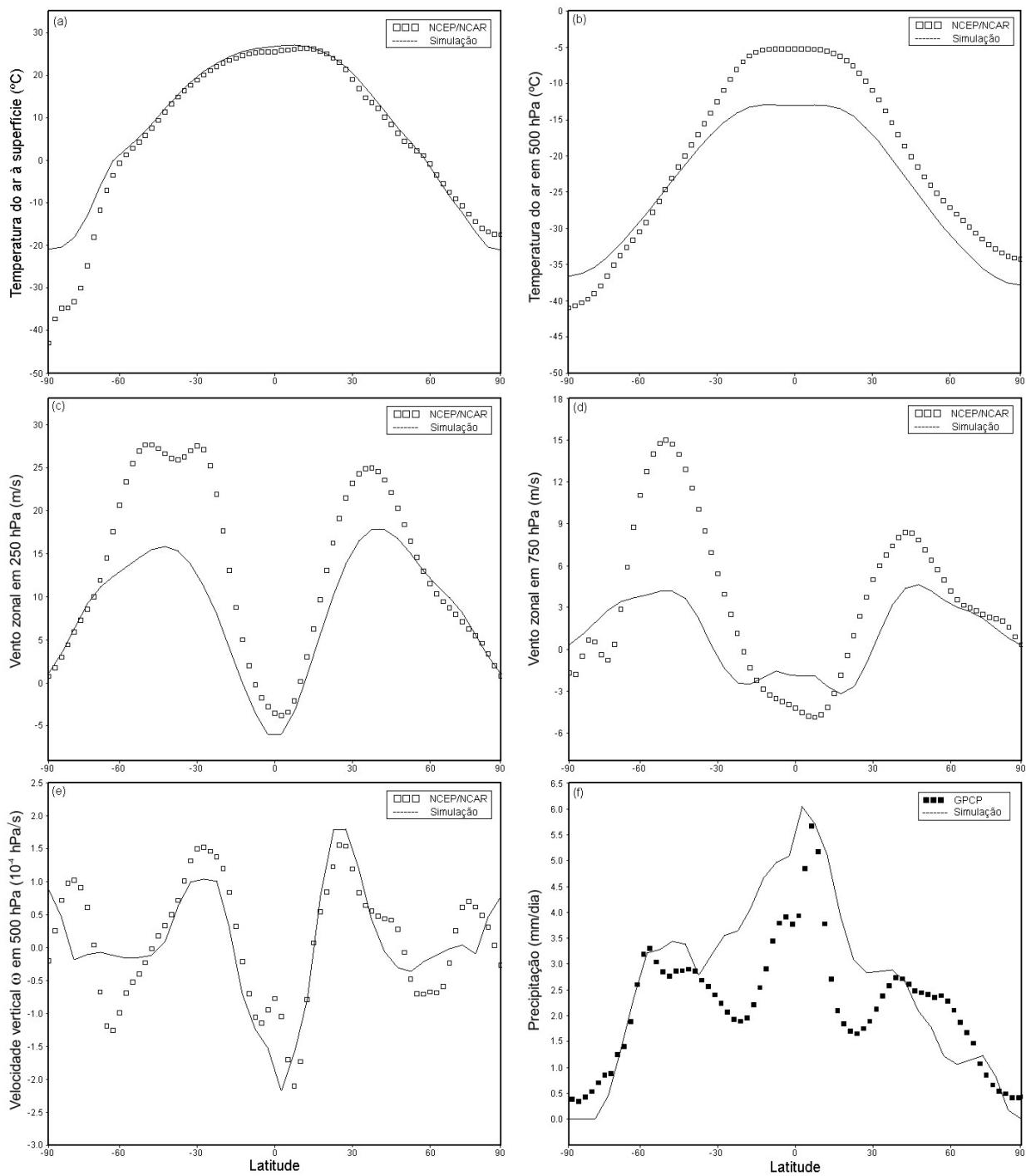


Figura 3.2 - Variação latitudinal média anual: (a) temperatura do ar à superfície ($^{\circ}\text{C}$); (b) temperatura do ar no nível de 500 hPa ($^{\circ}\text{C}$); (c) vento zonal no nível de 250 hPa (ms^{-1}); (d) vento zonal no nível de 750 hPa (ms^{-1}); (e) velocidade vertical ω no nível de 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}); (f) precipitação (mm dia^{-1}). Simulação (—), reanálise do NCEP/NCAR (\square) e GPCP (\blacksquare).

3.4.2 Simulação do Ciclo Anual

As variações sazonais da temperatura do ar à superfície e no nível de 500 hPa, do vento zonal em 250 hPa, da velocidade vertical ω em 500 hPa e da precipitação simuladas e observadas são mostradas nas Figuras 3.3 a 3.7. A simulação da variação sazonal da temperatura do ar à superfície (Figura 3.3b) mostrou boa concordância com o campo produzido com os dados da reanálise (Figura 3.3a) tanto nos trópicos como nos extratropicos. Foi possível notar o contraste de temperatura entre os meses de verão e inverno em ambos os hemisférios. As maiores diferenças foram localizadas nos pólos, principalmente nos meses de inverno austral. O comportamento do campo de temperatura do ar no nível de 500 hPa (Figura 3.4) foi bem simulado pelo modelo, apresentando porém subestimação nos trópicos. O campo de vento zonal em 250 hPa é mostrado na Figura 3.5. As posições dos ventos de oeste (jatos) no hemisfério de inverno em latitudes médias foram bem simuladas, mas houve subestimação da magnitude em decorrência do menor gradiente meridional de temperatura em 500 hPa. Houve também uma boa simulação dos ventos de leste em latitudes equatoriais. A Figura 3.6 mostra o campo de velocidade vertical ω em 500 hPa. O modelo reproduziu bem a região de movimentos ascendentes no equador e subsidentes em 30° e o enfraquecimento da célula de Hadley no hemisfério de verão. A simulação da variação sazonal da precipitação (Figura 3.7) indica um máximo nos trópicos, relacionado à ZCIT, que também foi observado nos dados do GPCP. Tanto a simulação como os dados indicaram máximos secundários em latitudes médias no hemisfério de inverno, relacionados à atividade baroclínica existente nessas áreas. De forma geral, houve uma boa concordância entre os campos simulados e observados, tanto na média anual como no ciclo anual. A capacidade do modelo de simular as principais características da circulação atmosférica permite a realização de simulações do paleoclima e de experimentos de sensibilidade climática.

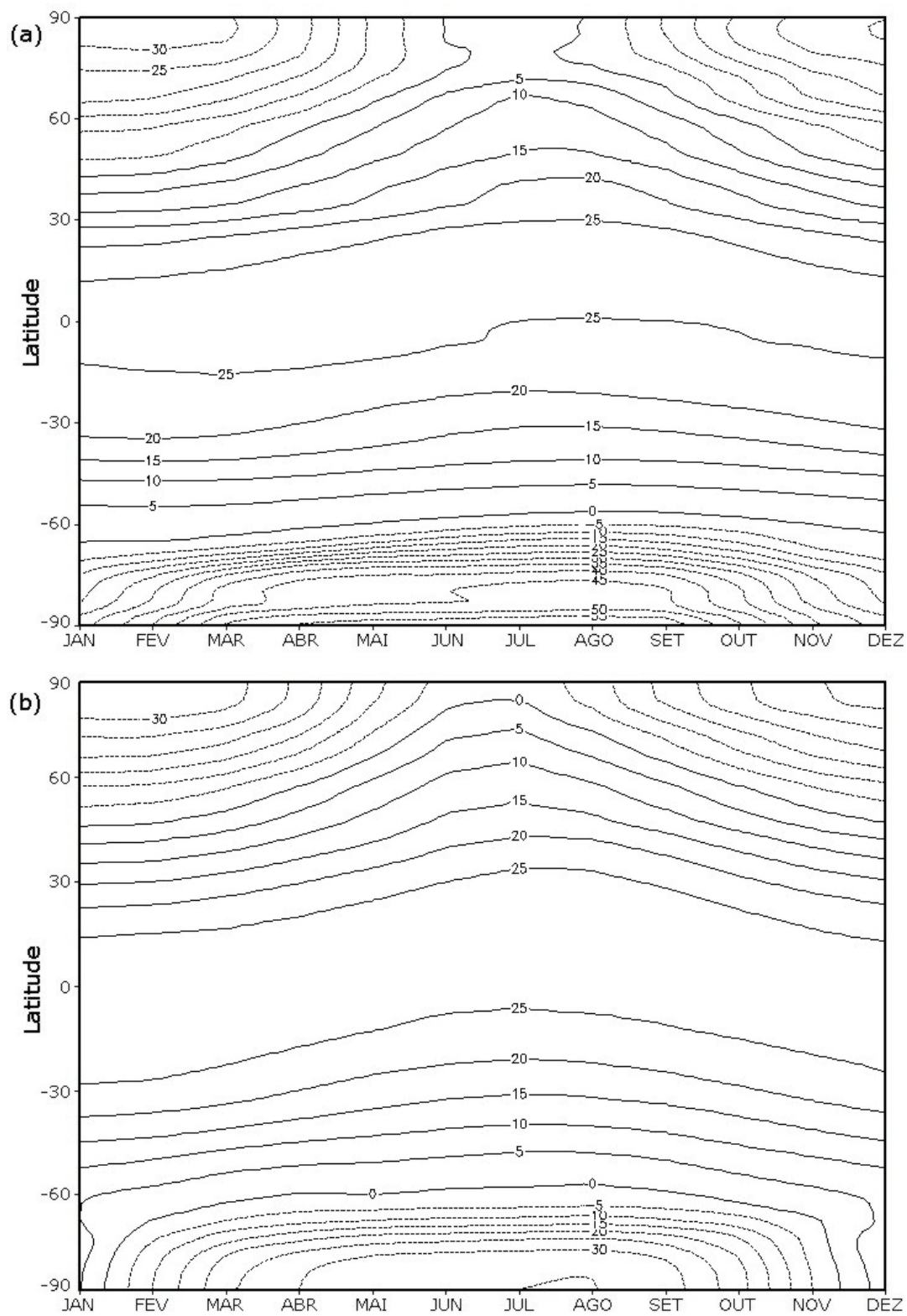


Figura 3.3 - Variação sazonal da temperatura do ar à superfície (°C) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a 5 °C

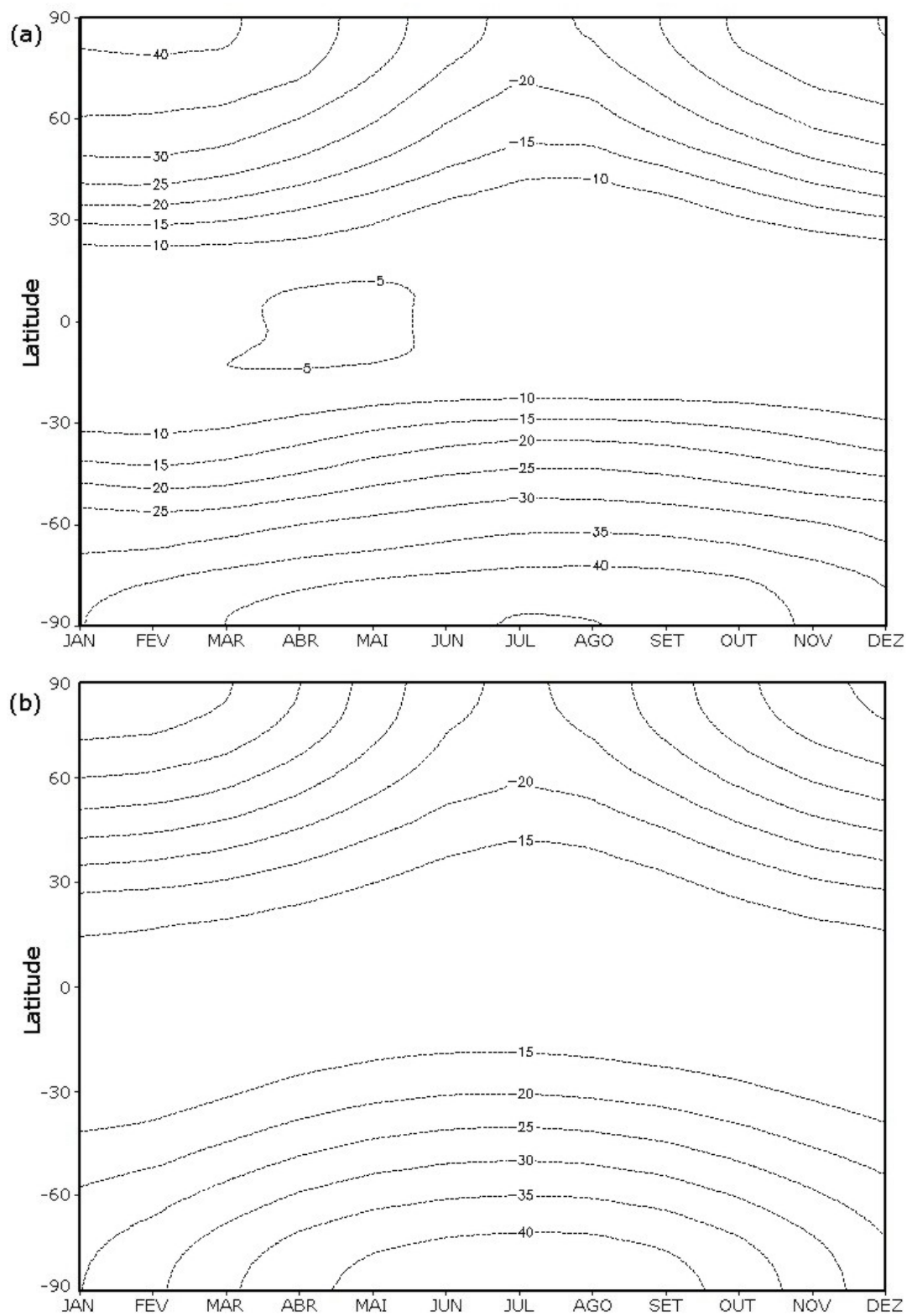


Figura 3.4 - Variação sazonal da temperatura do ar no nível de 500 hPa ($^{\circ}\text{C}$) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a 5°C

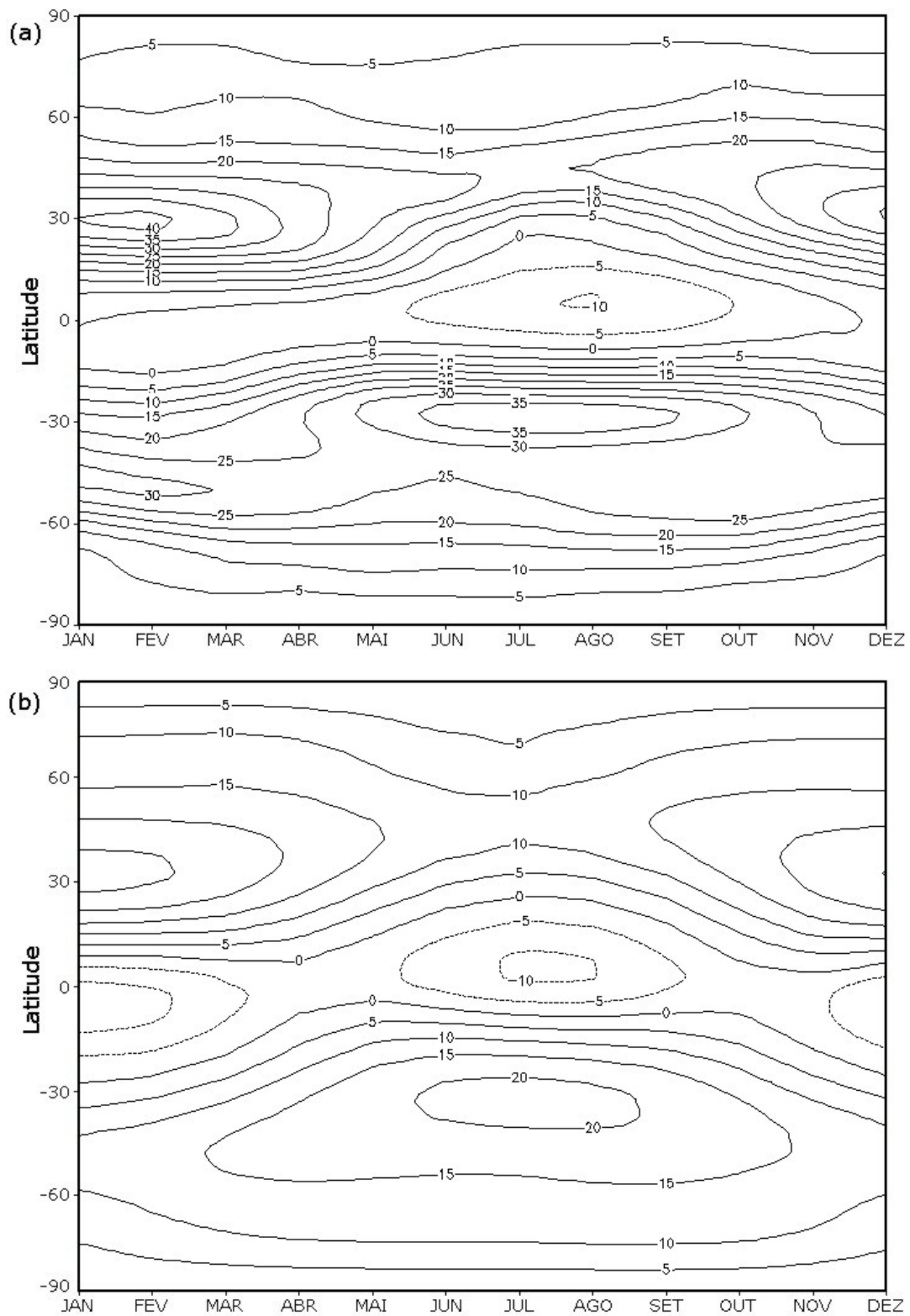


Figura 3.5 - Variação sazonal do vento zonal em 250 hPa (ms^{-1}) médio zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a 5 ms^{-1}

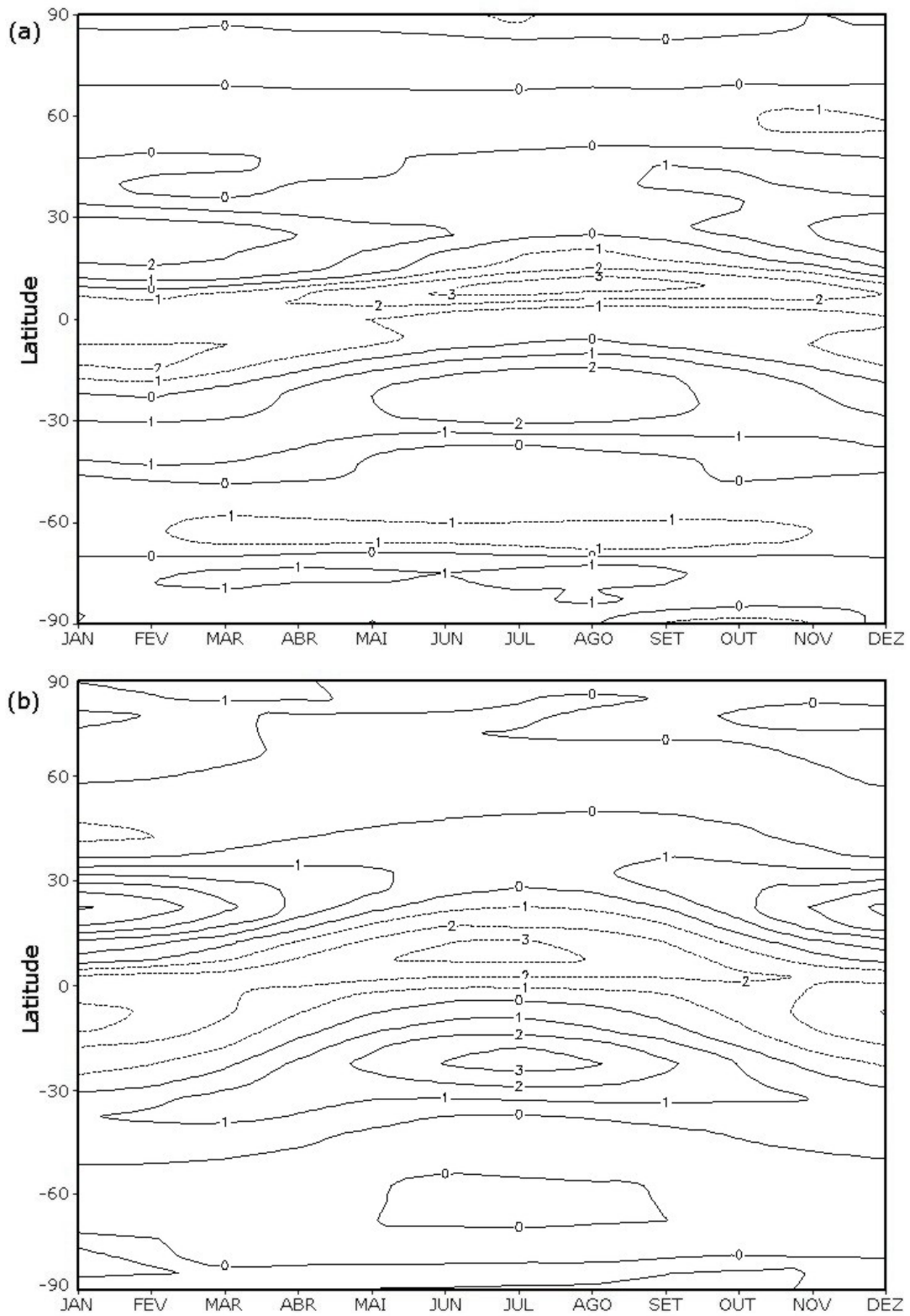


Figura 3.6 - Variação sazonal da velocidade vertical ω em 500 hPa ($10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$) média zonal: (a) reanálise do NCEP/NCAR; (b) simulação. Os intervalos correspondem a $1 \times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$

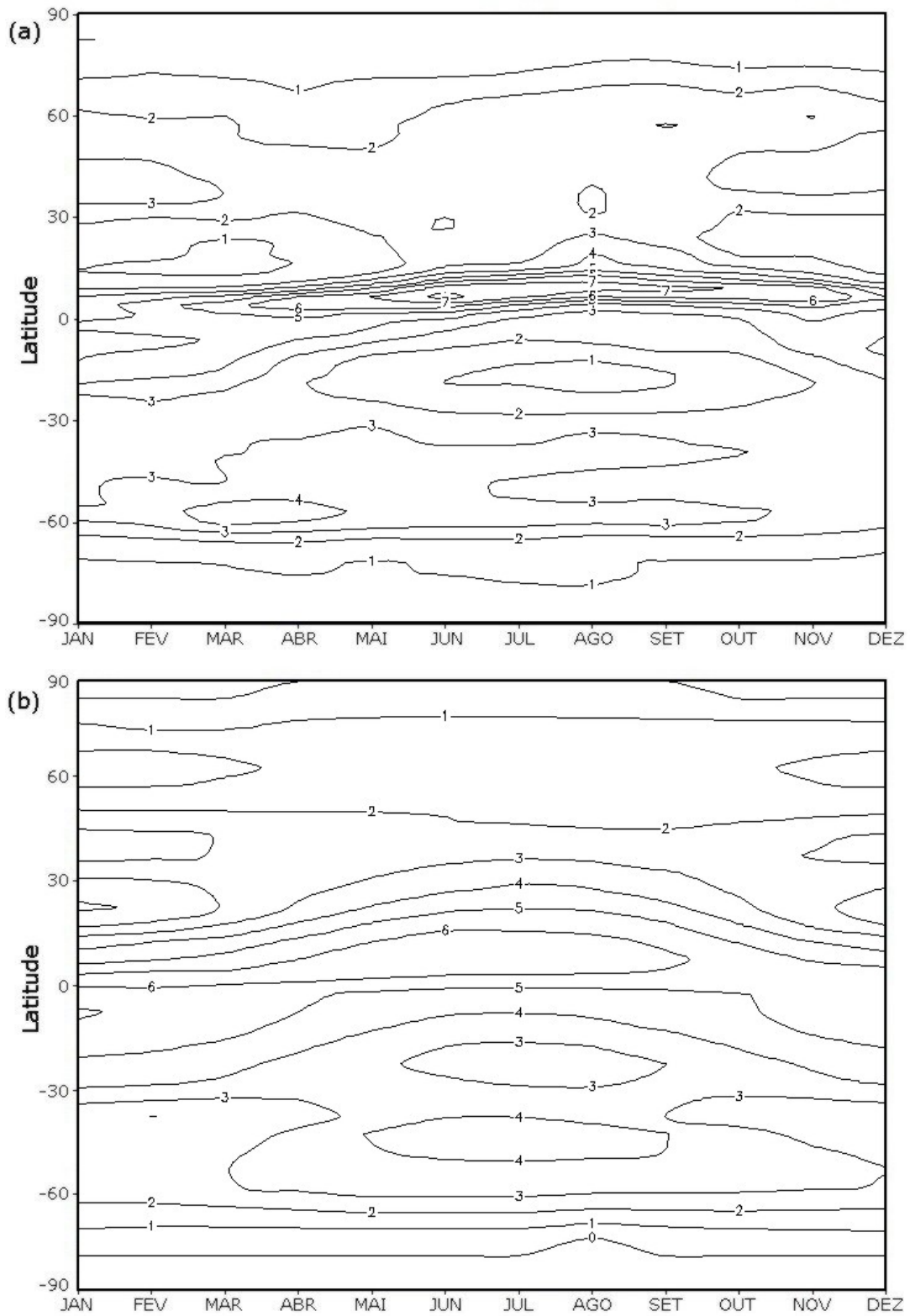


Figura 3.7 - Variação sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) média zonal: (a) dados do GPCP; (b) simulação. Os intervalos correspondem a 1 mm dia^{-1}

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados dos experimentos definidos no capítulo 3 referentes à simulação do UMG e aos estudos de sensibilidade. Primeiramente, teremos uma apresentação dos resultados da simulação do clima atual. Em seguida, serão avaliadas as diferenças entre este experimento e os experimentos do UMG e de sensibilidade climática.

4.1 Simulação do Clima Atual

A simulação do clima atual (experimento Controle) utilizou os valores atuais dos dados de inicialização do modelo (seção 3.3). Através desta, foram obtidos os campos médios zonais de diversas variáveis climáticas, sendo que os resultados obtidos servirão como base para comparação com os demais experimentos. A Tabela 4.1 apresenta um sumário dos valores médios anuais e sazonais para a temperatura do ar à superfície, precipitação, evaporação e radiação solar. A média anual global da temperatura do ar à superfície foi de 15°C, enquanto que o maior valor de temperatura (17.6°C) ocorreu em julho no HN. Tanto a precipitação como a evaporação apresentaram uma uniformidade na distribuição inter-hemisférica e sazonal, sendo que tal situação não foi observada para a radiação solar. A comparação da quantidade de radiação solar recebida por cada hemisfério durante o verão (inverno) revelou que o HS recebeu cerca de 5.3% (8.2%) mais (menos) radiação solar do que o HN. No entanto, essa maior variabilidade sazonal da radiação solar no HS não implicou em uma maior variabilidade sazonal da temperatura do ar à superfície no HS, uma vez que a maior quantidade de oceano no HS funcionou como regulador do ciclo sazonal, o que provocou menor contraste entre as estações. De fato, o maior contraste de temperatura ocorreu no HN, em decorrência da maior proporção de continente.

As Figuras 4.1 a 4.3 mostram o comportamento de diversos campos para os períodos de dezembro - janeiro - fevereiro (DJF) e junho - julho - agosto (JJA). A maior variabilidade sazonal de temperatura no HN, comentada acima, pode ser notada na Figura 4.1a, que apresenta a variação latitudinal da temperatura do ar à superfície. O comportamento notado no gráfico da temperatura do ar à superfície também se verificou no nível de 500 hPa (Figura 4.1b).

Tabela 4.1 - Valores médios anuais e sazonais para temperatura do ar à superfície, precipitação, evaporação e radiação solar para o presente

Temperatura do ar à superfície (°C)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
15.0	15.4	14.6	13.9	12.0	15.8	15.8	17.6	13.9

Precipitação (mm/dia)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
2.6	2.6	2.5	2.4	2.2	2.7	2.7	3.2	2.3

Evaporação (mm/dia)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
2.5	2.4	2.6	2.4	2.0	2.8	2.7	2.9	2.4

Radiação Solar (W/m²)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
299.6	299.3	299.9	321.0	164.4	477.7	302.2	452.5	151.9

A variação latitudinal do vento zonal em 250 hPa é mostrada na Figura 4.2a. Os ventos de oeste foram mais fortes durante o inverno, período no qual a célula de Hadley intensificou - se devido ao maior gradiente meridional de temperatura em 500 hPa. A magnitude dos ventos de leste apresentou pouca variação sazonal, mas a posição do máximo foi deslocada para sul (norte) em DJF (JJA) em relação ao equador, em decorrência do comportamento do campo de velocidade vertical ω em 500 hPa. Com a intensificação da célula de Hadley no inverno, ocorreu o fortalecimento dos movimentos subsidentes em 30°, com deslocamento do máximo em direção ao equador (Figura 4.2b). A precipitação (Figura 4.3a) foi mais abundante na região tropical, devido a ZCIT, e em latitudes médias, ao longo das superfícies frontais polares, e foi escassa nas regiões de atuação dos ramos descendentes da célula de Hadley (altas subtropicais) e nos pólos. O máximo de precipitação no equador em DJF foi maior do que o máximo em JJA, enquanto que o mínimo em 30° foi menor em DJF no HN, devido ao comportamento do campo de velocidade vertical ω em 500 hPa. A evaporação superou a precipitação (Figura 4.3b) apenas nas regiões das altas subtropicais. Houve uma variabilidade sazonal significativa no campo de precipitação - evaporação em latitudes médias no HN, o que refletiu a forte redução da precipitação durante o inverno boreal.

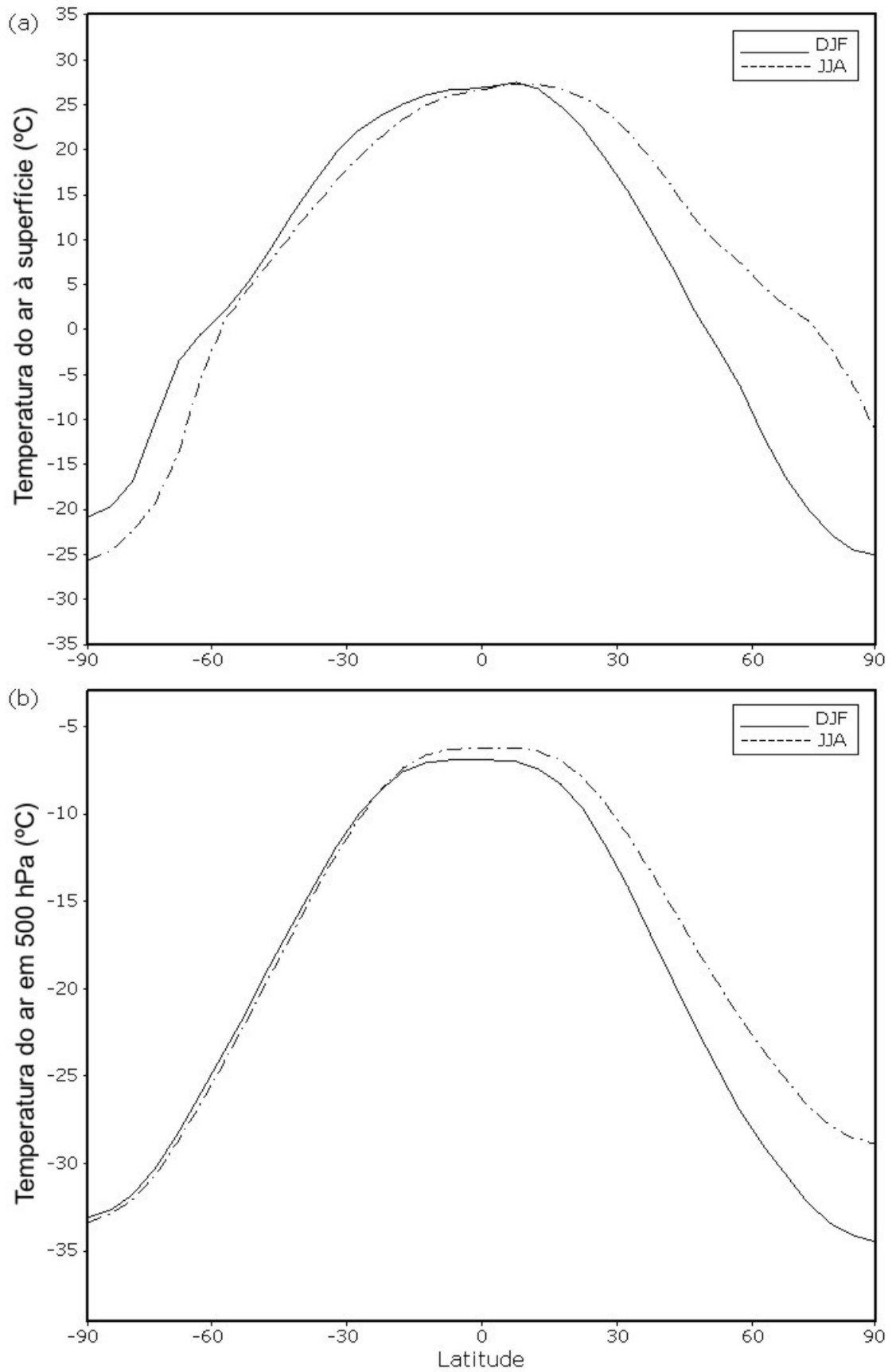


Figura 4.1 - Variação latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) temperatura do ar à superfície (°C); (b) temperatura do ar no nível de 500 hPa (°C). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).

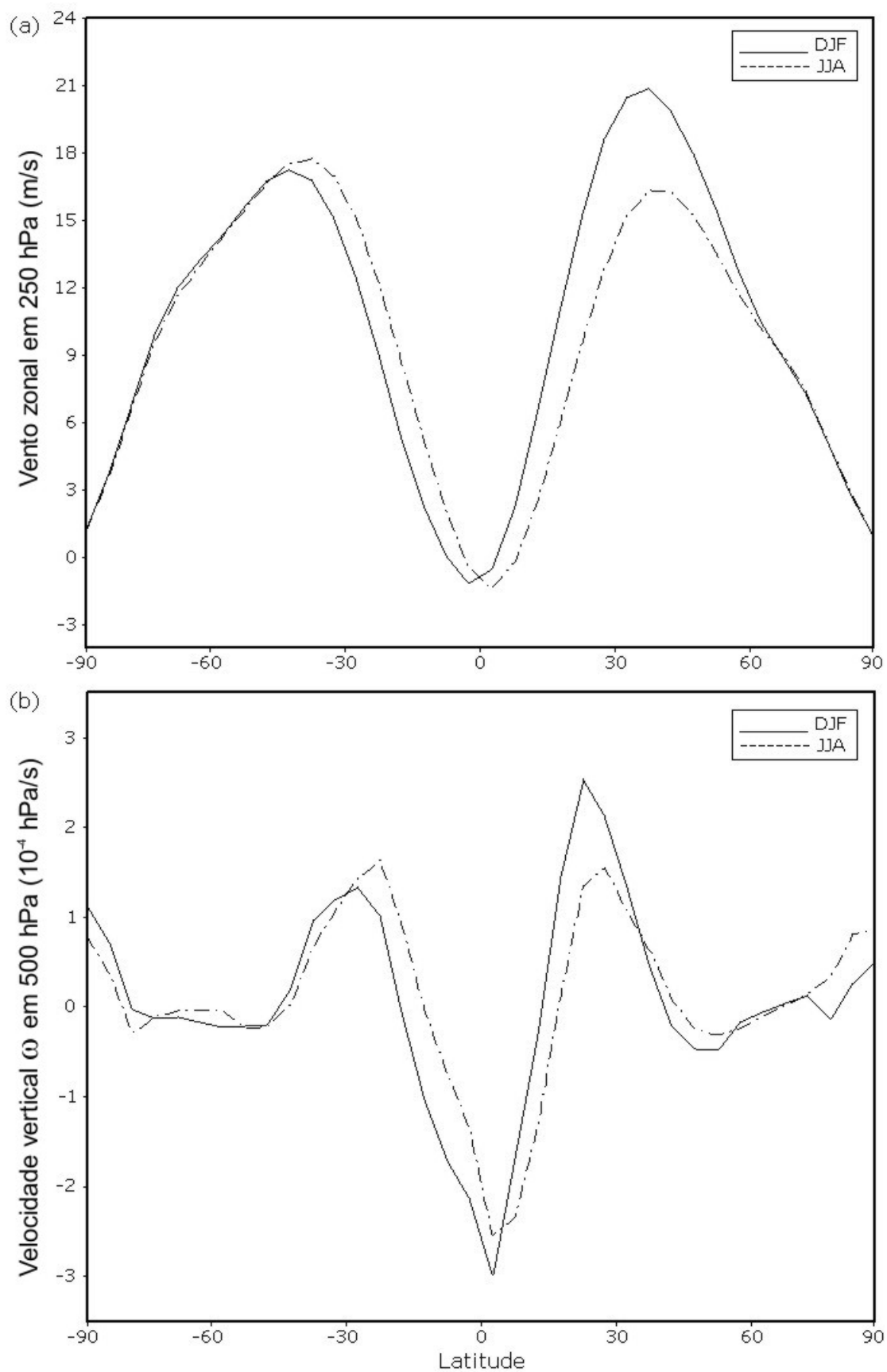


Figura 4.2 - Variação latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) vento zonal no nível de 250 hPa (ms^{-1}); (b) velocidade vertical ω no nível de 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).

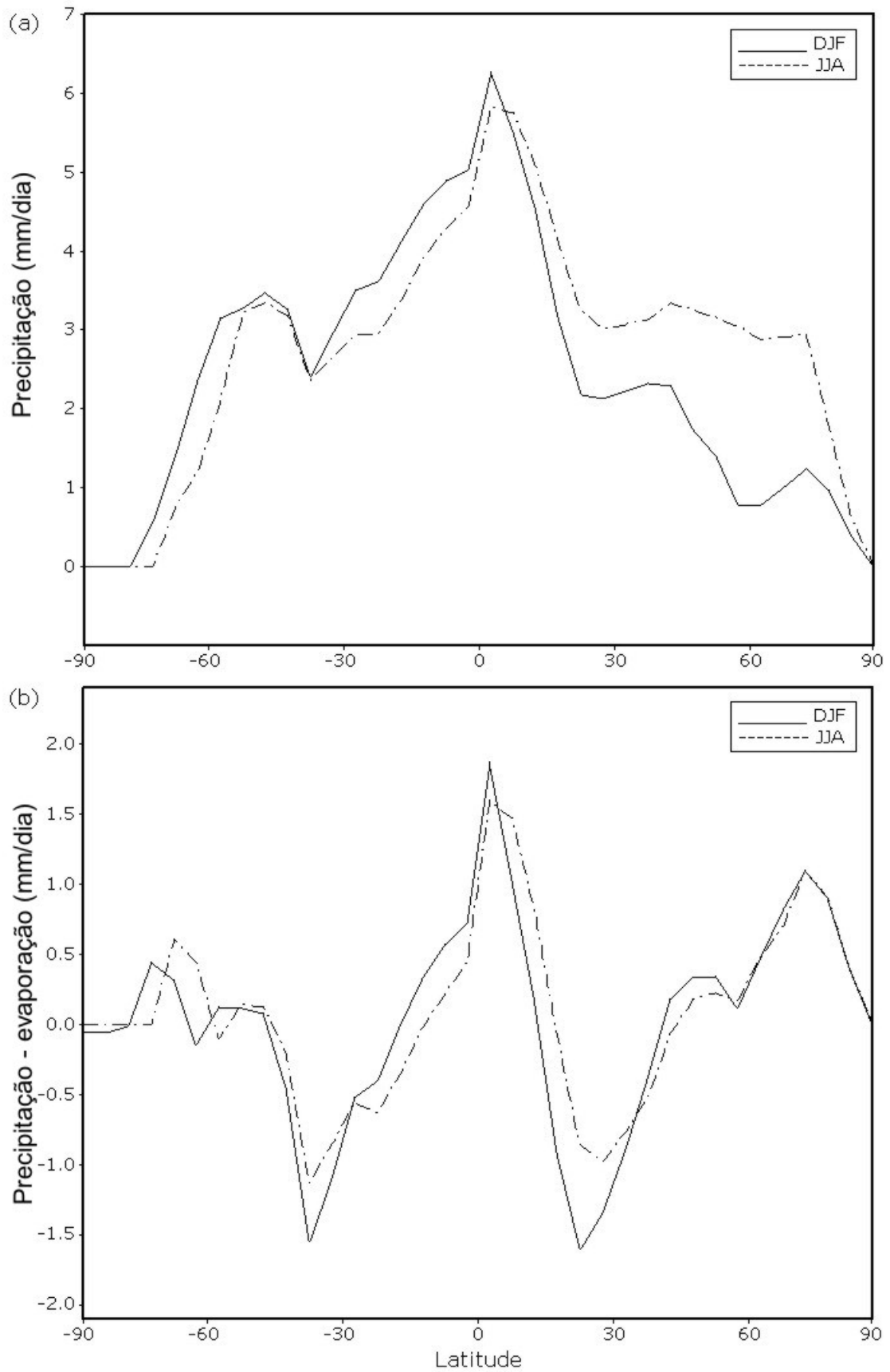


Figura 4.3 - Variação latitudinal média zonal para o experimento 1 (controle): (a) precipitação (mm dia^{-1}); (b) precipitação - evaporação (mm dia^{-1}). DJF (linha contínua) e JJA (linha tracejada).

4.2 Simulação do UMG

Para a simulação do UMG, todos os dados de inicialização do modelo (seção 3.3) foram alterados para os valores referentes ao UMG. A Tabela 4.2 sumariza as principais diferenças globais e inter-hemisféricas entre o UMG e o presente para a temperatura do ar à superfície, precipitação, evaporação e radiação solar. O resfriamento global médio anual (2.1°C) ficou abaixo dos valores encontrados por modelos mais sofisticados (4 a 7°C). Uma possível causa para essa subestimação do resfriamento pode ser a ausência da topografia das lâminas de gelo, fato esse que também pode ser responsável pelo menor resfriamento encontrado no HN, já que as lâminas de gelo estavam predominantemente localizadas nesse hemisfério. Essa justificativa é reforçada por resultados de outras simulações do UMG tais como o estudo de Kim (2004), que verificou que o resfriamento no HN foi mais de duas vezes maior do que no HS quando houve a inclusão da topografia das lâminas de gelo. A redução da precipitação média global anual em 12.1% (0.31 mm/dia) e da evaporação em 11.5% apresentou boa concordância com resultados encontrados por trabalhos anteriores. Os resultados da simulação de Bush e Philander (1998) indicaram redução da precipitação e evaporação em 10% , enquanto que a simulação de Otto-Bliesner et al. (2006) indicou redução da precipitação em 0.25 mm/dia. A forte redução da precipitação em ambos os hemisférios pode ser em parte explicada pelo menor conteúdo de vapor disponível na atmosfera em consequência da redução da porcentagem de oceano, uma vez que o gelo marinho e as lâminas de gelo estendiam-se até aproximadamente 55° . A variação global anual da radiação solar foi muito pequena (0.1%) e, a princípio, não pode ser apontada como causa das diferenças entre o UMG e o presente encontradas pela simulação.

O resfriamento global médio anual (Figura 4.4a) variou de aproximadamente 0.5°C nos trópicos até 6.5°C em latitudes altas. Na Figura 4.4b, nota-se o contraste entre o resfriamento moderado uniforme nos trópicos (cerca de 1°C) e a redução significativa (8°C) observada durante os meses de verão em latitudes altas, na região onde estavam localizados os limites das extensões de gelo marinho e das lâminas de gelo. A uniformidade e o baixo valor do resfriamento nos trópicos pode ser consequência da pequena variação das frações dos tipos de cobertura entre o presente e o UMG, conforme mostrado na Tabela 3.2. O maior resfriamento foi encontrado durante o verão, uma vez que uma era do gelo é caracterizada por verões mais amenos, favorecendo assim o acúmulo de neve e gelo. Na média anual, os ventos de oeste (Figura 4.5a) foram intensificados, especialmente no HS em decorrência do maior gradiente meridional de temperatura em 500 hPa (não apresentada); os ventos de leste nos trópicos também foram mais fortes durante o UMG. A diferença sazonal entre o UMG e o presente do vento zonal em 250 hPa é mostrada

na Figura 4.5b. Em julho, os ventos de oeste mais fortes foram encontrados em latitudes médias, ao longo do limite sul das lâminas de gelo, onde o gradiente horizontal norte - sul de temperatura era maior. Os ventos de oeste foram fortalecidos em até 2 m/s, enquanto que os ventos de leste sofreram um aumento de aproximadamente 1.5 m/s. Esses resultados são coerentes com estudos anteriores, tais como [Kutzbach e Guetter \(1986\)](#), que simulou um fortalecimento dos ventos de oeste em julho em 45°N, e [Ganopolski et al. \(1998\)](#), que verificaram fortalecimento dos ventos de oeste e dos alísios. O fortalecimento dos movimentos subsidentes (Figura 4.6) em latitudes médias e ascendentes no Equador implicou em uma intensificação da célula de Hadley no UMG no hemisfério de inverno, contribuindo para o aumento dos ventos de oeste em 250 hPa. O fortalecimento da célula de Hadley também foi verificado por [Shin et al. \(2003\)](#) e pode ser atribuído ao aumento do gradiente meridional de temperatura em 500 hPa. A redução da precipitação (Figura 4.7) nos trópicos foi praticamente nula para todo o ano; em latitudes subtropicais, a precipitação foi menor durante o verão, o que também foi verificado por [Ganopolski et al. \(1998\)](#). A redução da precipitação atingiu 2.1 mm/dia em latitudes altas do HS e 1.5 mm/dia no HN. A significativa redução da precipitação no HS também pode ser observada na Figura 4.8, que exhibe a diferença entre precipitação e evaporação. A precipitação superou a evaporação na região equatorial e em latitudes altas em torno de 60° (devido a atuação de distúrbios baroclínicos).

A atividade monçônica está associada com a reversão de 180° dos ventos em baixos níveis do inverno para o verão ([Rao et al., 2000](#)) e pode ser identificada pela maior intensidade do vento meridional em 750 hPa e da precipitação nos trópicos no HN, assim como a dos ventos de leste em 250 hPa. A partir desses critérios, realizou - se o diagnóstico da circulação monçônica durante o verão boreal no UMG. Durante o verão boreal, o vento meridional em 750 hPa (Figura 4.9) e a precipitação foram menores nos trópicos do HN, enquanto que os ventos de leste não sofreram variações significativas. Esses fatores contribuíram para o enfraquecimento da circulação monçônica de verão, conforme [Ganopolski et al. \(1998\)](#) e [Bush \(2002\)](#).

Tabela 4.2 - Diferença global e inter - hemisférica anual e sazonal entre o UMG e o presente

Temperatura do ar à superfície (°C)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
-2.1	-1.9	-2.4	-1.9	-1.1	-2.7	-2.4	-3.0	-1.8

Precipitação (%)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
-12.1	-10.0	-14.2	-9.3	-2.2	-15.0	-15.6	-18.5	-11.4

Evaporação (%)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
-11.5	-11.7	-11.2	-8.7	-2.6	-13.0	-15.2	-20.9	-8.1

Radiação Solar (%)

Anual			Janeiro			Julho		
Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
-0.1	-0.1	-0.1	0.4	0.9	0.2	-0.8	-1.4	1.0

4.3 Experimentos de Sensibilidade Climática

Nesta seção, serão apresentados os resultados referentes à estimativa da importância relativa das diversas forçantes climáticas - variação de CO₂, lâminas de gelo, TSM e parâmetros orbitais - na simulação climática do UMG apresentada na seção anterior. Como forma de auxiliar na estimativa da influência das forçantes climáticas, a Tabela 4.3 apresenta as diferenças entre o UMG e o presente para temperatura do ar à superfície, precipitação e evaporação, bem como as diferenças entre os experimentos de sensibilidade (Tabela 3.1) e o presente para os mesmos campos, sendo que os valores foram aproximados para uma casa decimal.

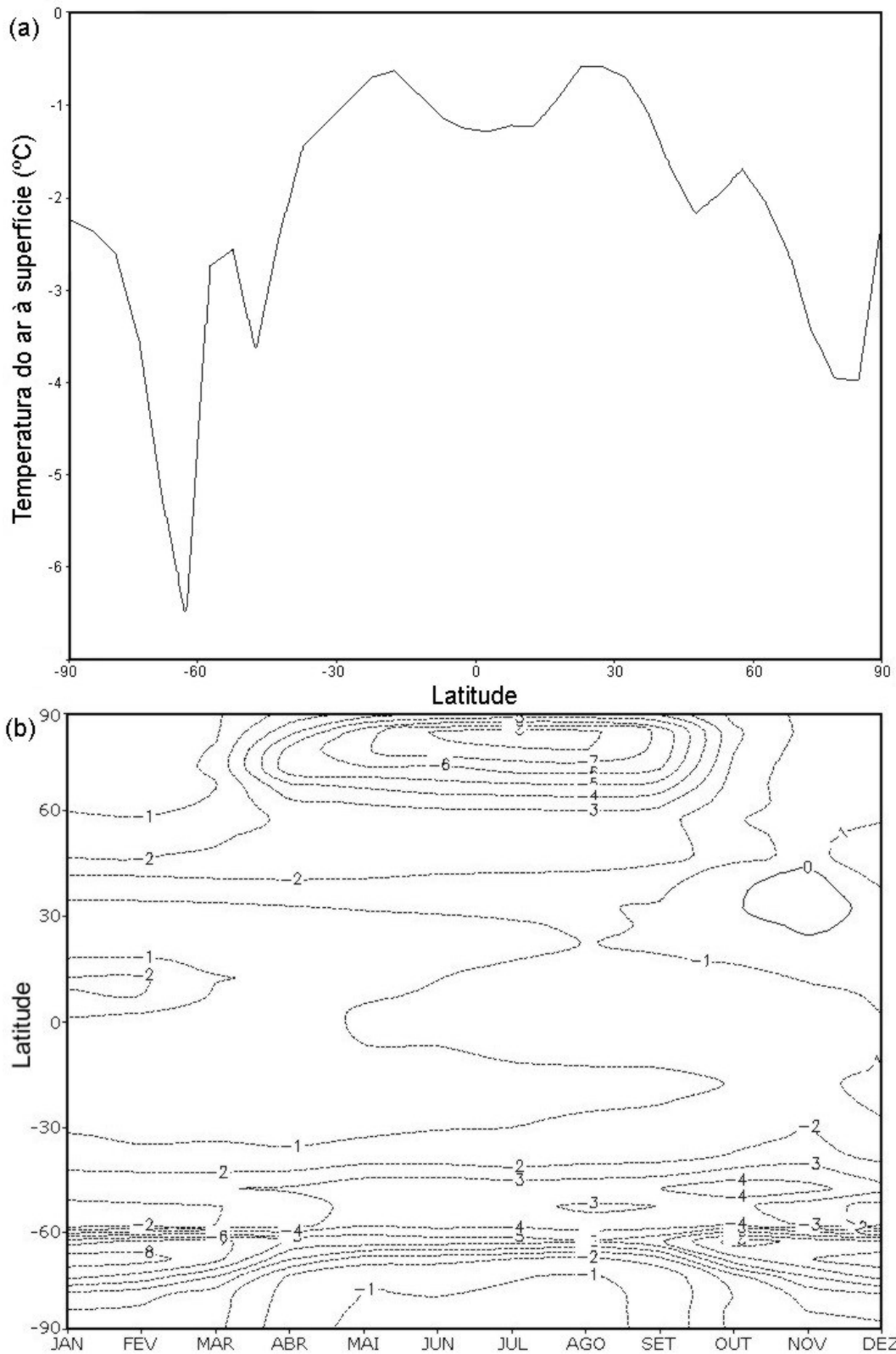


Figura 4.4 - Variação latitudinal da diferença entre UMG - controle da temperatura do ar à superfície (°C) média zonal (a) anual; (b) sazonal

As principais contribuições para o resfriamento global médio anual vieram da variação das lâminas de gelo (52.4%) e da TSM (42.8%). A variação de CO₂, ao contrário de outros trabalhos (Kim (2004), Weaver et al. (1998)), não foi a forçante mais importante, contribuindo com apenas 4.8%. Isso mostra que o modelo não respondeu bem às variações de CO₂, o que pode estar relacionado às parametrizações dos fluxos de calor sensível e latente e ao próprio cálculo da temperatura do ar à superfície. No entanto, houve diferenças inter-hemisféricas. Para o HN, tanto a variação das lâminas de gelo como da TSM tiveram igual importância para o resfriamento simulado, com 47.4%. Já no HS, a principal forçante foram as lâminas de gelo (52.2%), seguida pela TSM (43.5%). Como já visto, as maiores modificações em relação as lâminas de gelo ocorreram no HS, com o limite do gelo marinho atingindo 53°S. A contribuição da forçante orbital para o resfriamento foi desprezível para ambos os hemisférios, concordando com resultados de trabalhos anteriores. Broccoli (2000) encontrou que a contribuição das variações dos parâmetros orbitais para a forçante radiativa foi de apenas 0.04, enquanto que a contribuição total dos mecanismos forçantes foi de -4.20. Os resultados para precipitação e evaporação foram bem semelhantes e serão analisados em conjunto. A principal causa para a redução da precipitação e da evaporação foi a presença das lâminas de gelo (84.3% e 80.9%, respectivamente). Um outro fator importante foi a TSM (19.8% e 22.6%, respectivamente). Como na análise da temperatura do ar à superfície, as variações de CO₂ e dos parâmetros orbitais produziram efeitos pequenos, especialmente para o segundo caso. A variação dos parâmetros orbitais não teve efeito na redução da precipitação e da evaporação, já que essa variação foi muito pequena (Tabela 2.1). As Figuras 4.10 a 4.12 mostram a variação latitudinal média anual da diferença da temperatura do ar à superfície, precipitação e evaporação entre o UMG e o presente e entre os experimentos de sensibilidade e o presente. Como consequência da distribuição latitudinal dos tipos de cobertura (Tabela 3.2), a principal forçante para os trópicos foi a variação da TSM, enquanto que para os extratropicos foi a presença das lâminas de gelo. A variação de CO₂ e dos parâmetros orbitais tiveram contribuição desprezível.

Tabela 4.3 - Diferença global e inter - hemisférica anual e sazonal para os experimentos de sensibilidade

Temperatura do ar à superfície (°C)

	Anual			Janeiro			Julho		
	Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
UMG	-2.1	-1.9	-2.3	-1.9	-1.1	-2.7	-2.4	-3.0	-1.8
CO2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
ICE	-1.1	-0.9	-1.2	-0.9	0.0	-1.8	-1.2	-1.8	-0.6
SST	-0.9	-0.9	-1.0	-0.9	-1.0	-0.8	-1.1	-1.1	-1.1
ORB	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Precipitação (%)

	Anual			Janeiro			Julho		
	Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
UMG	-12.1	-10.0	-14.2	-9.3	-2.2	-15.0	-15.5	-18.5	-11.4
CO2	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5
ICE	-10.2	-8.6	-11.7	-7.4	1.0	-14.1	-13.2	-16.6	-8.4
SST	-2.4	-1.7	-3.0	-2.3	-3.5	-1.3	-2.8	-2.3	-3.5
ORB	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Evaporação (%)

	Anual			Janeiro			Julho		
	Global	HN	HS	Global	HN	HS	Global	HN	HS
UMG	-11.5	-11.7	-11.2	-8.6	-2.6	-13.0	-15.2	-20.9	-8.1
CO2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
ICE	-9.3	-10.1	-8.4	-6.7	0.0	-11.7	-12.5	-18.8	-4.9
SST	-2.6	-2.0	-3.2	-2.3	-3.0	-1.7	-3.1	-2.5	-3.6
ORB	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

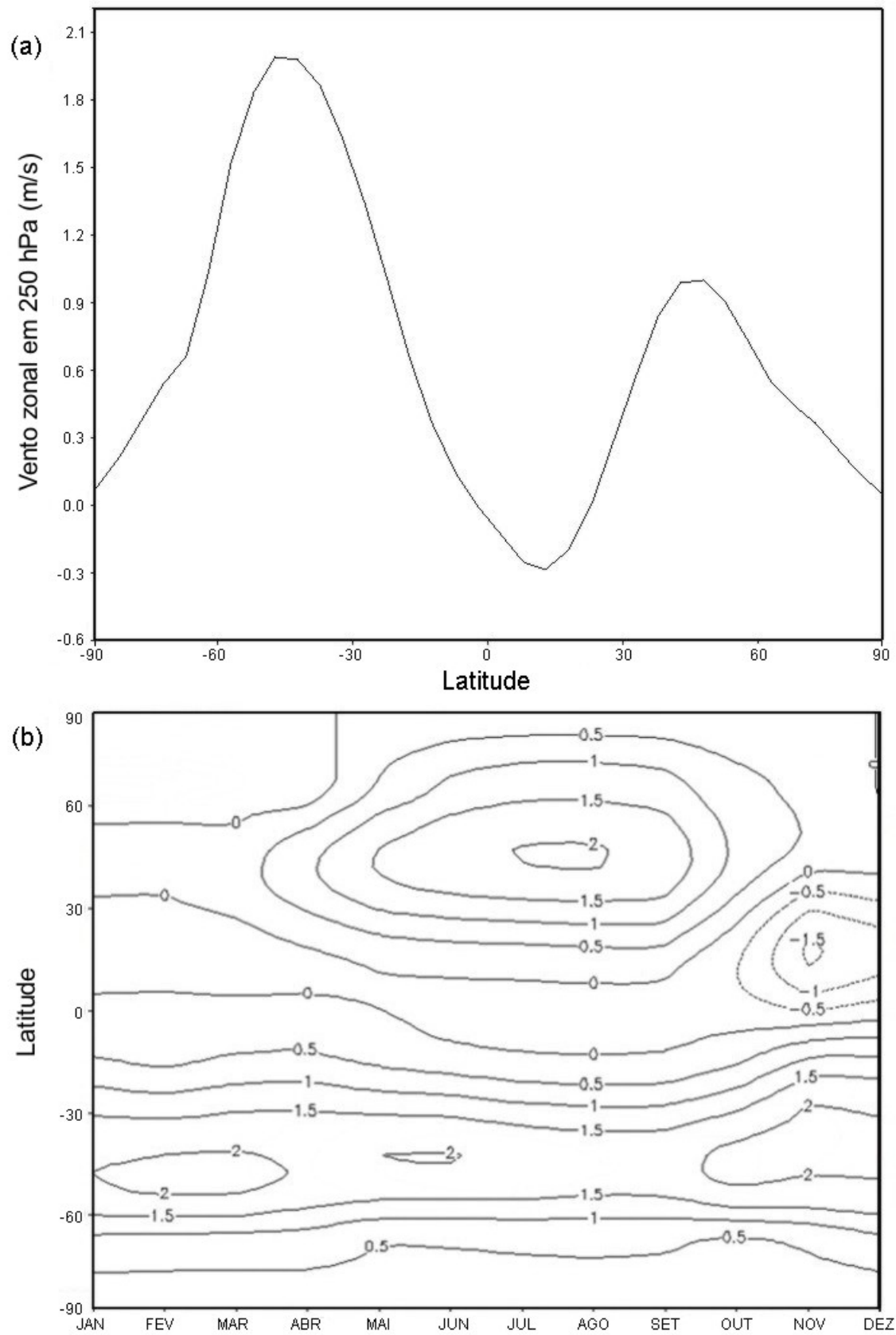


Figura 4.5 - Variação latitudinal da diferença entre UMG - controle do vento zonal em 250 hPa (ms^{-1}) médio zonal (a) anual; (b) sazonal

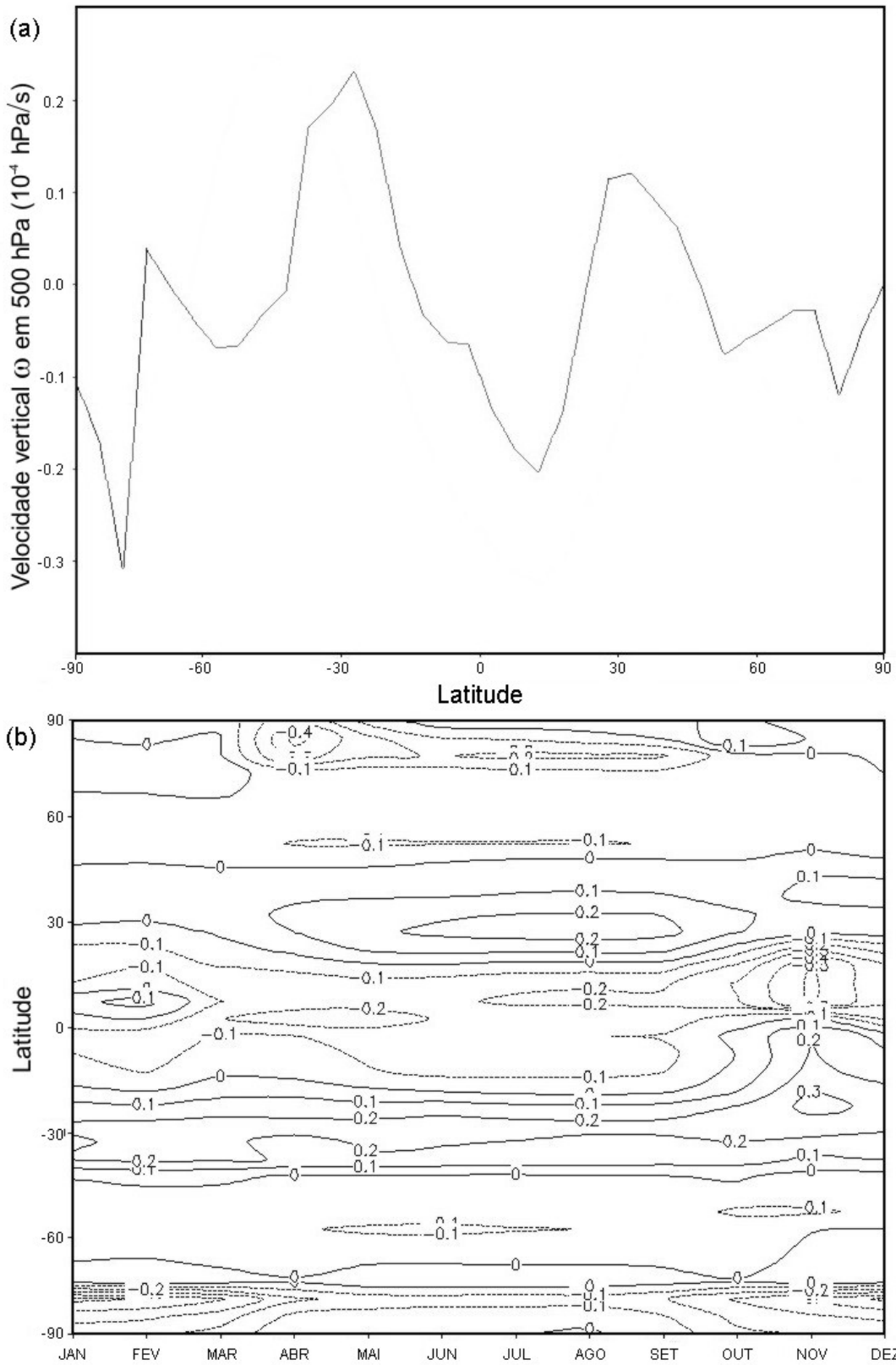


Figura 4.6 - Variação latitudinal da diferença entre UMG - controle da velocidade vertical ω no nível de 500 hPa (10^{-4} hPa s^{-1}) média zonal (a) anual; (b) sazonal

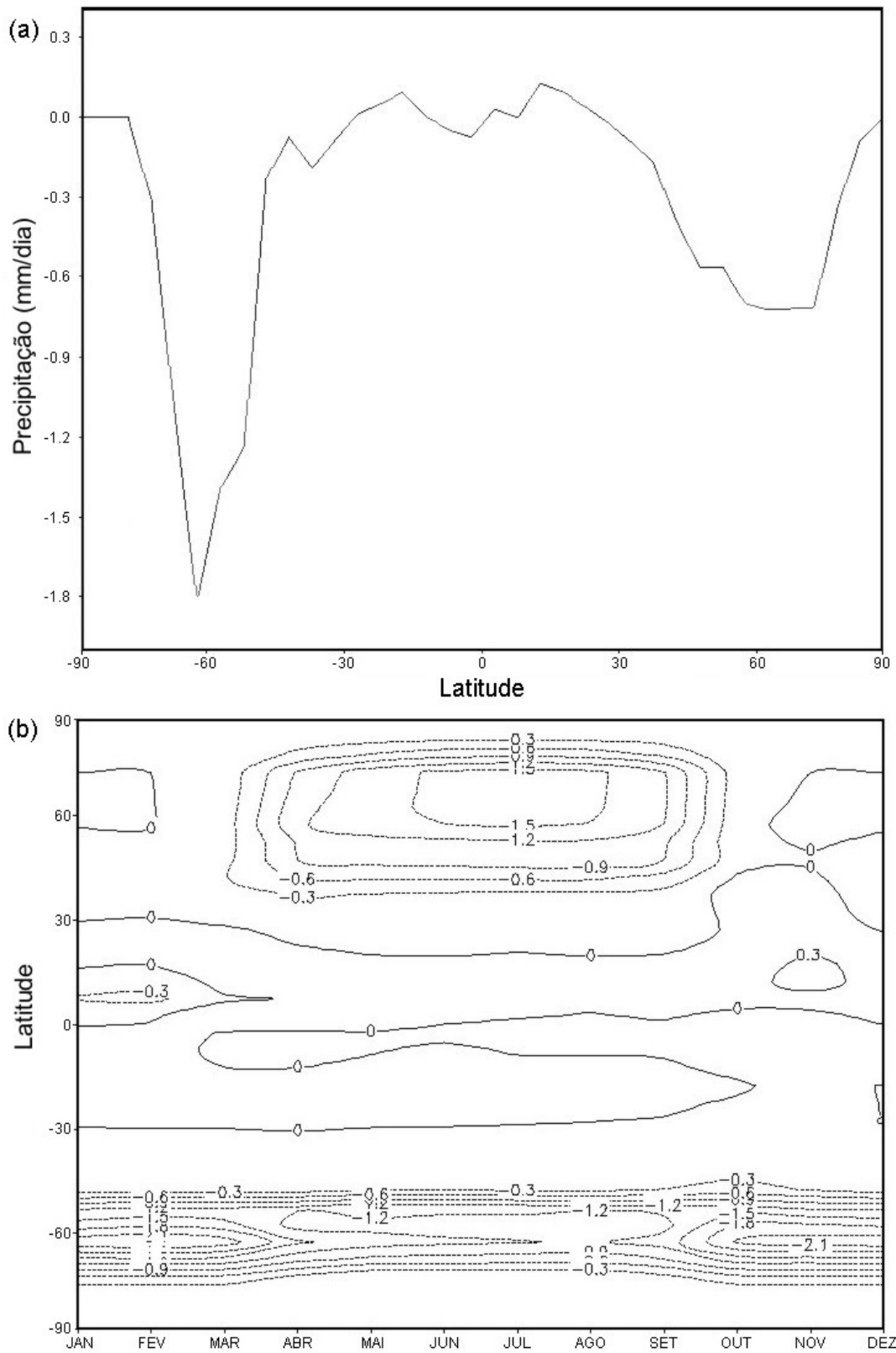


Figura 4.7 - Variação latitudinal da diferença entre UMG - controle da precipitação (mm dia^{-1}) média zonal (a) anual; (b) sazonal

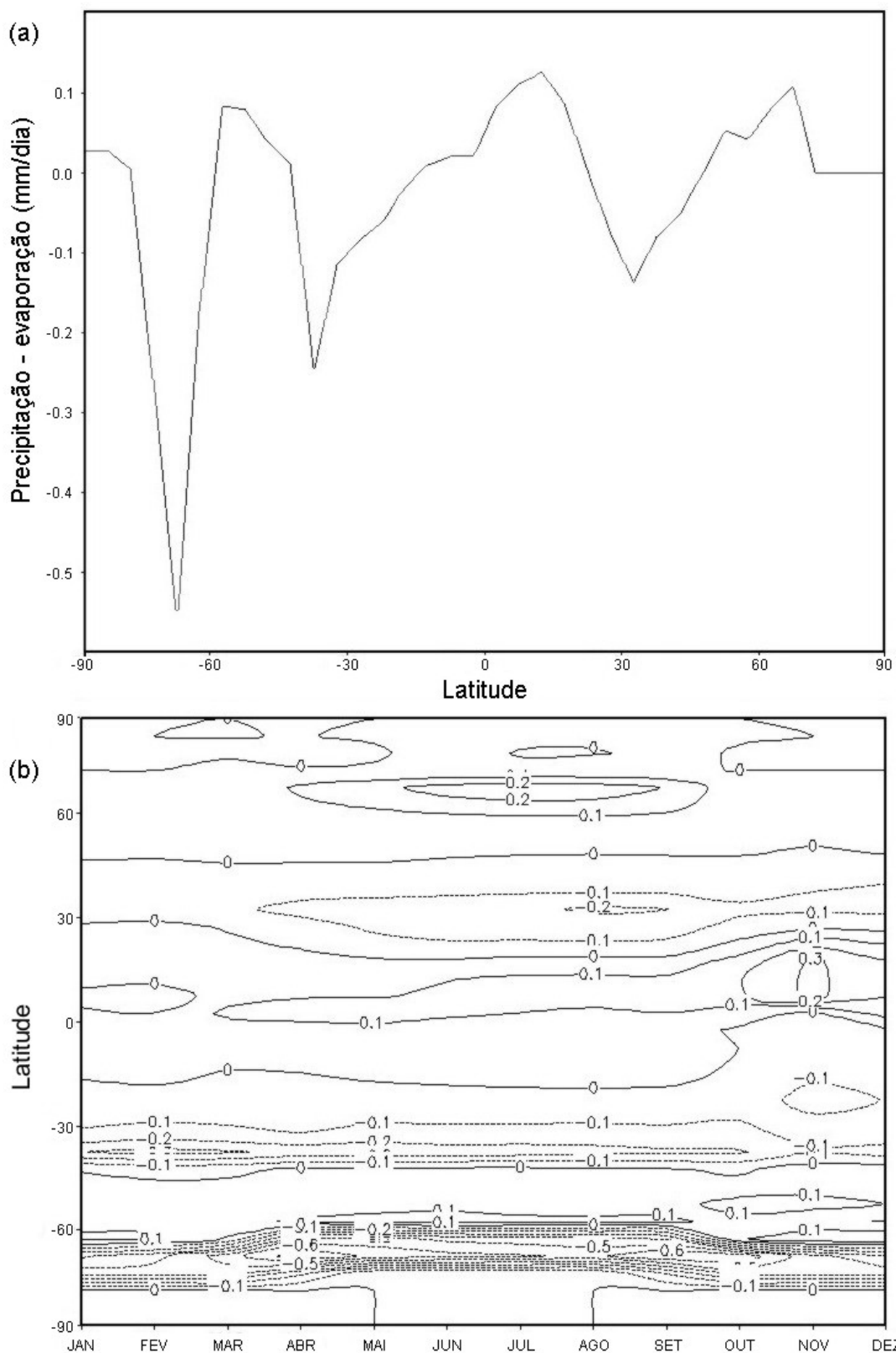


Figura 4.8 - Variação latitudinal da diferença entre UMG - controle da precipitação - evaporação (mm dia⁻¹) média zonal (a) anual; (b) sazonal

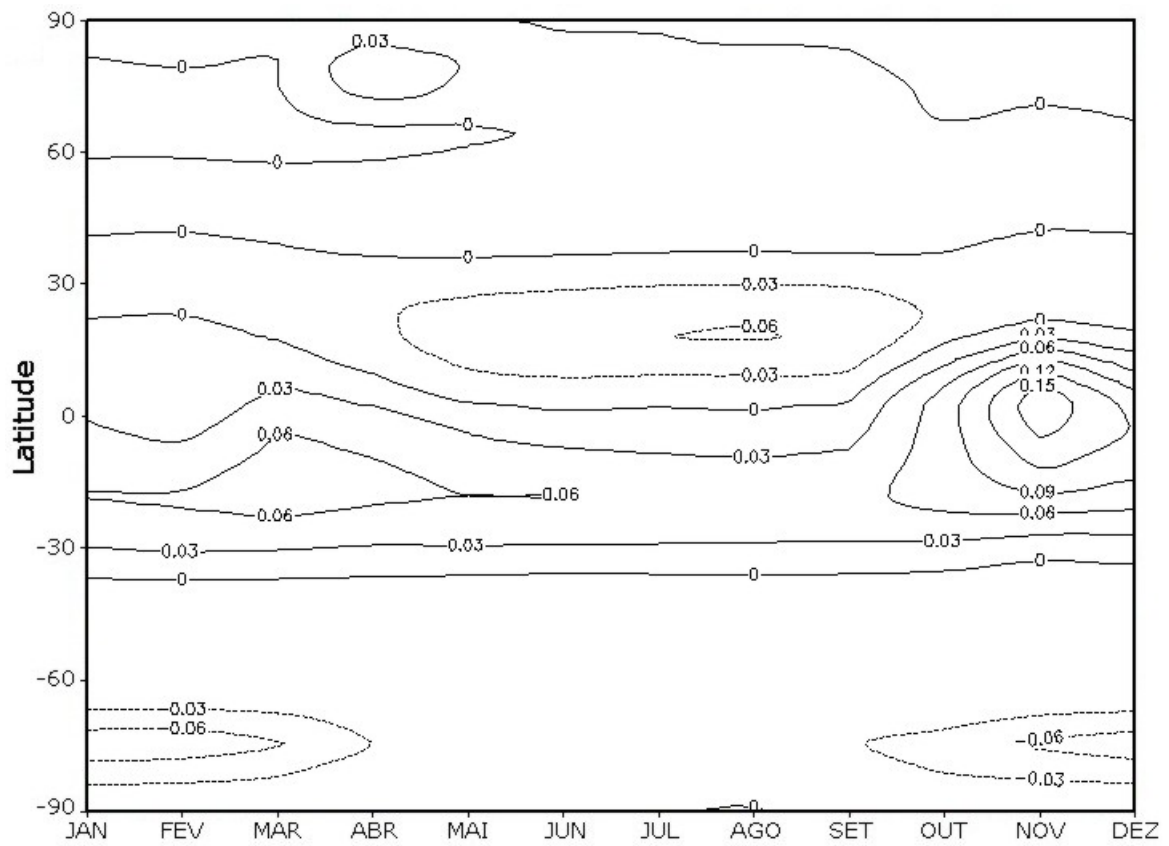


Figura 4.9 - Variação sazonal da diferença entre UMG - controle do vento meridional em 750 hPa (ms^{-1}) médio zonal

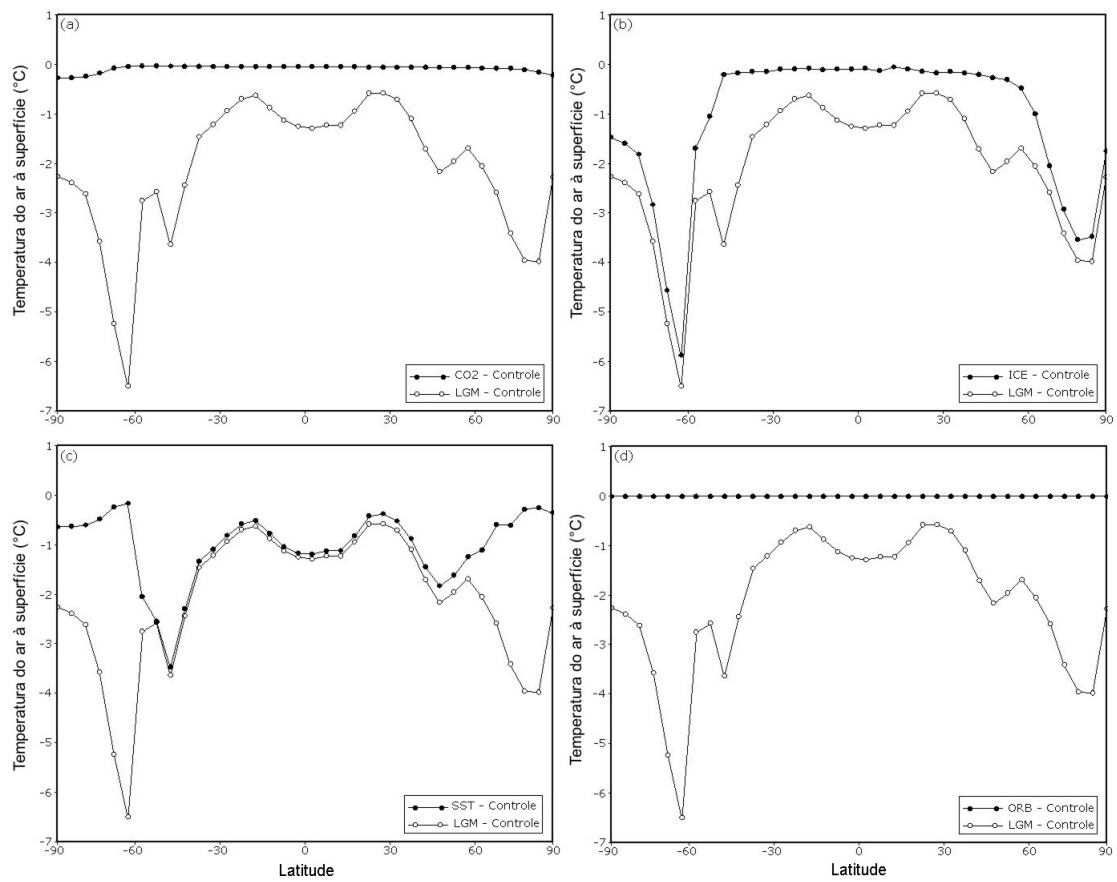


Figura 4.10 - Desvios da temperatura do ar à superfície (°C): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle

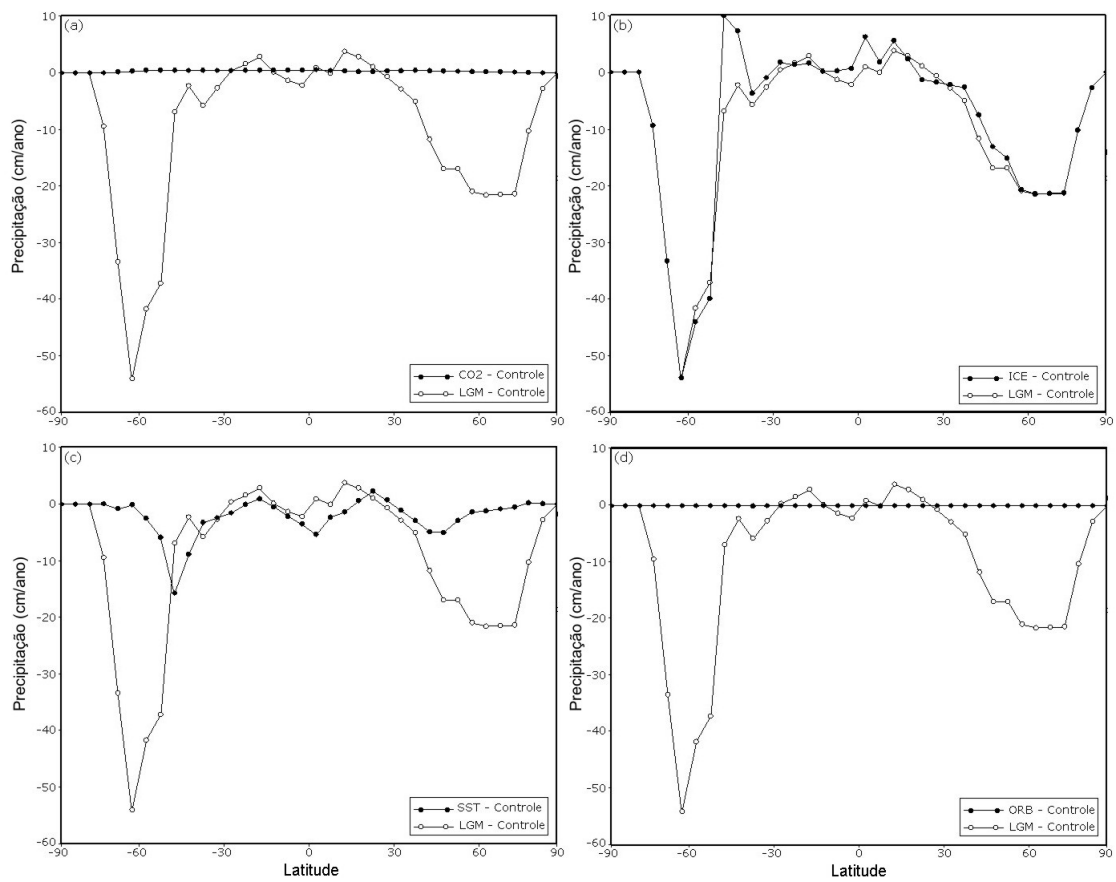


Figura 4.11 - Desvios da precipitação (cm/ano): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle

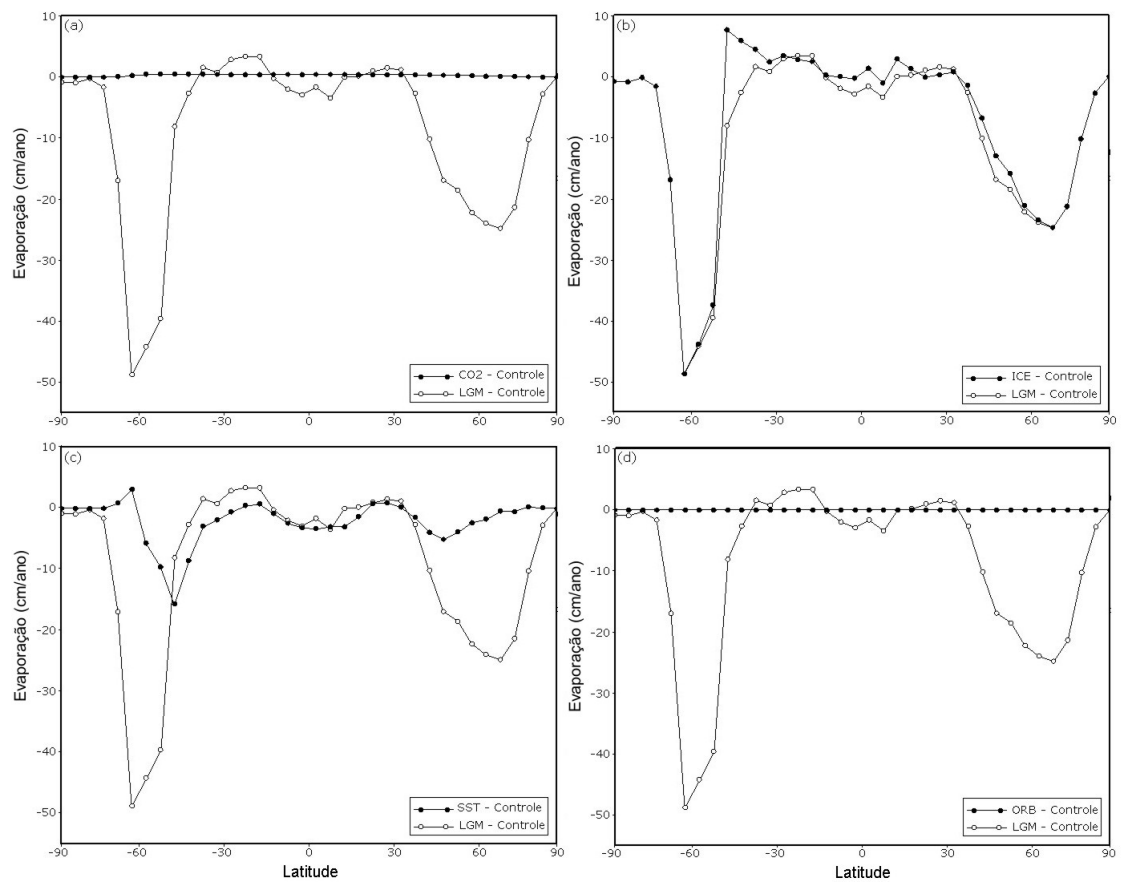


Figura 4.12 - Desvios da evaporação (cm/ano): (a) UMG - controle e CO2 - controle; (b) UMG - controle e LGM - controle; (c) UMG - controle e SST - controle; (d) UMG - controle e ORB - controle

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, procurou - se investigar a capacidade de um MED em simular o clima médio zonal do UMG, assim como estudar a importância relativa das forçantes climáticas no clima do UMG. Além disso, foi analisado o comportamento da circulação monçônica no UMG. Utilizou - se um modelo estatístico - dinâmico de média zonal, global e de equações primitivas, desenvolvido por [Franchito e Rao \(1992\)](#) e modificado posteriormente por [Franchito et al. \(1998\)](#) e por [Rao et al. \(2000\)](#).

Realizou - se a simulação do clima do UMG, sendo que os resultados dessa simulação foram comparados com resultados de experimentos numéricos com modelos mais sofisticados para verificação da habilidade do modelo em capturar as principais características do clima glacial. Além disso, foram realizados experimentos de sensibilidade do modelo às variações da concentração de gases do efeito estufa (especialmente CO₂), dos parâmetros orbitais, da TSM e das lâminas de gelo.

No caso da simulação do UMG, os valores dos dados de inicialização do modelo (temperatura da superfície do mar e da sub - superfície, frações dos tipos de cobertura e albedo da superfície) foram referentes ao UMG. Os resultados da simulação indicaram resfriamento global médio anual abaixo dos valores encontrados por MCGs, o que pode ser resultado da ausência da topografia das lâminas de gelo. A redução da precipitação e evaporação média global anual foi coerente com resultados de trabalhos anteriores ([Bush e Philander, 1998](#); [Otto-Bliesner et al., 2006](#)). A maior extensão de gelo marinho e das lâminas de gelo, atingindo até aproximadamente 55°, pode ser uma causa para a diminuição da precipitação encontrada pelo modelo. Houve fortalecimento dos ventos de oeste e de leste e da célula de Hadley em decorrência do maior gradiente horizontal norte - sul de temperatura. A atividade monçônica durante o verão boreal foi enfraquecida devido à redução do vento meridional em 750 hPa e da precipitação nos trópicos do HN, em concordância com estudos anteriores ([Ganopolski et al., 1998](#); [Bush, 2002](#)).

Os experimentos de sensibilidade revelaram que as forçantes mais significativas para o clima do UMG ocorreram devido a mudanças nas lâminas de gelo e na TSM, contrariando trabalhos anteriores que apontaram a variação de CO₂ como a principal causa para o resfriamento no UMG. Uma melhoria nas parametrizações dos fluxos de calor sensível e latente poderia resultar em resultados mais coerentes com estudos anteriores. Como a variação global anual da radiação solar foi muito pequena, não houve contribuição significativa dos parâmetros orbitais para o UMG. Devido a distribuição latitudinal dos tipos de cobertura, a principal forçante para os trópicos foi a variação da TSM, enquanto que nos extratropicos foi a presença das lâminas de gelo.

Nas simulações realizadas, destacou - se o papel das forçantes climáticas no clima do UMG e a habilidade do modelo em simular condições climáticas passadas, o que possibilita a realização de simulações do clima futuro. Para trabalhos futuros, sugere - se: melhoria das parametrizações dos fluxos de calor sensível e latente e inclusão de um modelo oceânico e de gelo marinho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERGER, A. Long - term variations of daily insolation and quaternary climatic change. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2362–2367, Dec. 1978. [85](#), [89](#)
- BRACONNOT, P. Modéliser le Dernier Maximum Glaciaire et l'Holocène moyen. **C.R. Geoscience**, v. 336, n. 7-8, p. 711–719, June 2004. [25](#), [35](#), [37](#)
- BROCCOLI, A. Tropical cooling at the Last Glacial Maximum: An atmosphere - mixed layer ocean model simulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 951–976, Mar. 2000. [32](#), [33](#), [64](#)
- BROCCOLI, A.; MANABE, S. The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the Last Glacial Maximum. **Climate Dynamics**, v. 1, n. 2, p. 87–99, Feb. 1987. [25](#), [36](#)
- BROWN, J.; CAMPANA, K. Economical time differencing - system for numerical weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 8, p. 1125–1136, Aug. 1978. [42](#)
- BUSH, A. A comparison of simulated monsoon circulations and snow accumulation in Asia during the mid - Holocene and at the Last Glacial Maximum. **Global and Planetary Change**, v. 32, n. 4, p. 331–347, Apr. 2002. [37](#), [61](#), [75](#)
- BUSH, A.; PHILANDER, S. The role of ocean - atmosphere interactions in tropical cooling during the Last Glacial Maximum. **Science**, v. 279, n. 5355, p. 1341–1344, Feb. 1998. [36](#), [60](#), [75](#)
- CHAPMAN, M.; SHACKLETON, N.; ZHAO, M.; EGLINTON, G. Faunal and alkenone reconstructions of Subtropical North Atlantic surface hydrography and paleotemperature over the last 28 kyr. **Paleoceanography**, v. 11, n. 3, p. 343–358, June 1996. [34](#)
- CLIMAP, M. P. The surface of the Ice Age Earth. **Science**, v. 191, n. 4232, p. 1131–1137, Mar. 1976. [24](#)
- DEIMLING, T. von; HELD, H.; GANOPOLSKI, A.; RAHMSTORF, S. Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. **Climate Dynamics**, v. 27, n. 2-3, p. 149–163, Aug. 2006. [39](#)
- FRANCHITO, S.; RAO, V. Climatic change due to land surface alterations. **Climatic Change**, v. 22, n. 1, p. 1–34, Sept. 1992. [26](#), [41](#), [42](#), [43](#), [44](#), [46](#), [75](#)

- FRANCHITO, S.; RAO, V.; SILVA, R. da. A parameterization of radiative fluxes suitable for use in a statistical - dynamical model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, n. 1-2, p. 23–38, Mar. 1998. [26](#), [41](#), [42](#), [43](#), [75](#)
- GANOPOLSKI, A.; RAHMSTORF, S.; PETOUKHOV, V.; CLAUSSEN, M. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. **Nature**, v. 391, n. 6665, p. 351–356, Jan. 1998. [39](#), [61](#), [75](#)
- GATES, W. Modeling the Ice Age climate. **Science**, v. 191, n. 4232, p. 1138–1144, Mar. 1976. [25](#), [36](#)
- GUILDERTON, T.; FAIRBANKS, R.; RUBENSTONE, J. Tropical temperature variations since 20.000 years ago: modulating inter - hemispheric climate change. **Science**, v. 263, n. 5147, p. 663–665, Feb. 1994. [33](#), [34](#)
- HALTINER, G.; WILLIAMS, R. **Numerical prediction and dynamic meteorology**. New York: John Wiley, 1980. [42](#)
- HARTMANN, D. **Global physical climatology**. San Diego: Academic Press, 1994. 411 p. [23](#), [24](#), [28](#), [32](#)
- HOSTETLER, S.; PISIAS, N.; MIX, A. Sensitivity of Last Glacial Maximum climate to uncertainties in tropical and subtropical ocean temperatures. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 11-12, p. 1168–1185, June 2006. [35](#)
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2007: the physical science basis**. Summary for policymakers. Paris, Feb. 2007. 21 p. [23](#)
- JENTSCH, V. An energy balance climate model with hydrological cycle 1: model description and sensitivity to internal parameters. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. D9, p. 17169–17179, Sept. 1991. [85](#)
- KIM, S. The effect of atmospheric CO₂ and ice sheet topography on LGM climate. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 6-7, p. 639–651, June 2004. [25](#), [38](#), [60](#), [64](#)
- KUTZBACH, J.; GUETTER, P. Sensitivity of late-glacial and Holocene climates to the combined effects of orbital parameter changes and lower boundary condition changes: "snapshot" simulations with a general circulation model for 18, 9 and 6 ka BP. **Annals of Glaciology**, v. 5, p. 85–87, 1984. [36](#)
- _____. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18.000 years. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 16, p. 1726–1759, Aug. 1986. [61](#)

- LIU, Z.; SHIN, S.; OTTO-BLIESNER, B.; KUTZBACH, J.; BRADY, E.; LEE, D. Tropical cooling at the Last Glacial Maximum and Extratropical Ocean ventilation. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 10, p. 1409, May 2002. [35](#)
- MANABE, S.; HAHN, D. Simulation of the tropical climate of an ice age. **Journal of Geophysical Research**, v. 82, p. 3889–3912, Sept. 1977. [36](#)
- MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A. **A climate modelling primer - 2^o ed.** Chichester - England: John Wiley and Sons, 2000. 253 p. [25](#)
- MILANKOVITCH, M. **Kanon der Erdbesstrahlung.** Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1941. 484 p. English translation 1969. [27](#)
- MIX, A.; MOREY, A.; PISIAS, N.; HOSTETLER, S. Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no - analog problem yields cool ice age tropics. **Paleoceanography**, v. 14, n. 3, p. 350–359, June 1999. [34](#), [44](#), [45](#)
- MORAES, E.; FRANCHITO, S.; RAO, V. Effects of biomass burning in Amazonia on climate: a numerical experiment with a statistical - dynamical model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D05109, p. 1–12, Mar. 2004. [46](#)
- OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E.; CLAUZET, G.; TOMAS, R.; LEVIS, S.; KOTHAVALA, Z. Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. **Journal of Climate**, v. 19, n. 11, p. 2526–2544, June 2006. [32](#), [38](#), [60](#), [75](#)
- PAUL, A.; SCHÄFER-NETH, C. Modeling the water masses of the Atlantic Ocean at the Last Glacial Maximum. **Paleoceanography**, v. 18, n. 3, p. 3.1–3.26, July 2003. [34](#), [44](#)
- PELTIER, W. Ice Age paleotopography. **Science**, v. 265, n. 5169, p. 195–201, July 1994. [38](#)
- RAO, V.; FERNANDEZ, J.; FRANCHITO, S. Monsoonlike circulations in a zonally averaged numerical model with topography. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, p. 779–794, Mar. 2000. [26](#), [41](#), [42](#), [43](#), [44](#), [46](#), [61](#), [75](#)
- RAYNAUD, D.; JOUZEL, J.; BARNOLA, J.; CHAPPELLAZ, J.; LORIUS, R. The ice record of greenhouse gases. **Science**, v. 259, n. 5097, p. 926–934, Feb. 1993. [32](#)
- RIND, D.; PETEET, D. Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent? **Quaternary Research**, v. 24, n. 1, p. 1–22, July 1985. [34](#), [36](#)

ROHLING, E. **The dark secret of the Mediterranean**: a case history in past environmental reconstruction. [S.l.], 2001. Disponível em:

<<http://www.soc.soton.ac.uk/soes/staff/ejr/DarkMed/dark-title.html>>.

Acesso em: 24 jul 2006. 29, 30

SALTZMAN, B. Global equilibrium solutions for the zonally averaged macroclimate. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 21, p. 3936–3945, July 1972. 25

SALTZMAN, B.; VERNEKAR, A. A solution for the Northern Hemisphere climatic zonation during a Glacial Maximum. **Quaternary Research**, v. 5, n. 3, p. 307–320, 1975. 39

SCOTESE. **PALEOMAP Project**. [S.l.], 2006. Disponível em:

<<http://www.scotese.com>>. Acesso em: 10 jul 2006. 23, 24, 25

SHIN, S.-I.; LIU, Z.; OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E.; KUTZBACH, J.; HARRISON, S. A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR - CCSM. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 2-3, p. 127–151, Jan. 2003. 23, 25, 32, 35, 37, 61

TORACINTA, E.; OGLESBY, R.; BROMWICH, D. Atmospheric response to modified CLIMAP ocean boundary conditions during the Last Glacial Maximum. **Journal of Climate**, v. 17, n. 3, p. 504–522, Feb. 2004. 34

VIZY, E.; COOK, K. Evaluation of Last Glacial Maximum sea surface temperature reconstructions through their influence on South American climate. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D11, p. 1–29, June 2005. Art. n° D11105. 34

WAINER, I.; CLAUZET, G.; LEDRU, M.-P.; BRADY, E.; OTTO-BLIESNER, B. Last Glacial Maximum in South America: paleoclimate proxies and models results. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 8, p. 1–4, Apr. 2005. Art. n° L08702. 38

WEAVER, A.; EBY, M.; FANNING, A.; WIEBE, E. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the Last Glacial Maximum. **Nature**, v. 394, n. 6696, p. 847–853, Aug. 1998. 36, 64

WICANDER, R.; MONROE, J. **Historical Geology**: evolution of Earth and life through time. [S.l.]: Brooks/Cole Thomson Learning, 2000. 31

WOLFF, T.; MULITZA, S.; ARZ, H.; PATZOLD, J.; WEFER, G. Oxygen isotopes versus CLIMAP (18 ka) temperatures: a comparison from the Tropical Atlantic. **Geology**, v. 26, n. 8, p. 675–678, Aug. 1998. 34

ZHAO, M.; BEVERIDGE, N.; SHACKLETON, N.; SARNTHEIN, M.; EGLINTON, G.
Molecular stratigraphy of cores off Northwest Africa: sea surface temperature history
over the last 80 ka. **Paleoceanography**, v. 10, n. 3, p. 661–676, June 1995. [34](#)

A FORMAS FUNCIONAIS DA TRANSFERÊNCIA DE CALOR À SUPERFÍCIE E DO SALDO DE AQUECIMENTO NA ATMOSFERA

A.1 Transferência de Calor à Superfície

i	$\overline{H_S^{(i)}}$	Parametrizações
1	Radiação Solar	$(1 - \chi)(1 - r_s)(1 - r_a)R_0$
2	Radiação de Onda Longa	$\sigma_B(v_1 \overline{T_2^4} - \overline{T_S^4})$
3	Fluxo de Calor Sensível	$-b[(\overline{T_S} - \overline{T_3} + c)]$
4	Fluxo de Calor Latente	$\overline{w}[e \overline{H_S^{(3)}} + f]$
5	Fluxo para Sub - Superfície	$-k(\overline{T_S} - \overline{T_D})$

Sendo:

- . $b =$ constante ($4,03 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$);
- . $c =$ constante ($-95,18 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$);
- . $e =$ constante ($1,27$);
- . $f =$ constante ($-38,82 \text{ Jm}^{-2}\text{s}^{-1}$);
- . $k =$ fator proporcional à capacidade condutiva da superfície;
- . $T_D =$ temperatura da sub - superfície;
- . $v_1 =$ fator para radiação efetiva de onda longa para baixo;
- . $\chi =$ opacidade da atmosfera à radiação solar.

A.2 Saldo de Aquecimento na Atmosfera

i	$\overline{H_a^{(i)}}$	Parametrizações
1	Radiação Solar	$\chi(1 - r_a)R_0$
2	Radiação de Onda Longa	$\sigma_B[\gamma \overline{T_S^4} - (v_1 + v_2) \overline{T_2^4}]$
3	Fluxo de Calor Sensível	$-\overline{H_S^{(3)}}$
4	Fluxo de Calor Latente	$-\overline{H_S^{(4)}} + L(a_4 w + a_{44})$

Sendo:

- . $a_4 = \text{constante } (0, 1 \times 10^{-5} \text{ mPa}^{-1} \text{ (HN)}; 0, 17 \times 10^{-5} \text{ mPa}^{-1} \text{ (HS)});$
- . $a_{44} = \text{constante } (0, 2 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1});$
- . $L = \text{calor latente de vaporização};$
- . $\gamma = \text{absortividade de onda longa da atmosfera};$
- . $v_2 = \text{fator para radiação efetiva de onda longa para cima.}$

B PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS RADIATIVOS

A parametrização dos fluxos radiativos foi baseada em detalhados modelos de transferência radiativa e, no caso da radiação de onda longa, considerou a influência dos principais gases emissores e absorvedores, tais como o vapor d'água e o dióxido de carbono. Essa parametrização foi baseada em [Jentsch \(1991\)](#), que utilizou esta em um modelo de balanço de energia.

B.1 Radiação de Onda Curta

A energia solar absorvida na superfície foi definida por:

$$H_S^{(1)} = \frac{R_0 \tau(1 - r_S)}{1 - r_S r_a} \quad (\text{B.1})$$

Sendo:

- . R_0 = radiação solar incidente no topo da atmosfera
- . r_a = albedo da atmosfera
- . r_S = albedo da superfície
- . τ = transmissividade da atmosfera

A energia solar absorvida pela atmosfera foi definida por:

$$H_a^{(1)} = R_0 \frac{1 - r_a - \tau[\tau r_S + (1 - r_S)]}{1 - r_a r_S} \quad (\text{B.2})$$

O albedo da superfície foi calculado considerando - se as frações dos tipos de cobertura e o albedo da atmosfera foi computado levando - se em conta as contribuições da cobertura de nuvens e do céu claro. A transmissividade da atmosfera foi calculada por $\tau = 1 - r_a - k_a$, em que k_a é a absorptividade da atmosfera, calculada através dos efeitos da cobertura de nuvens e da atmosfera sem nuvens. A insolação diária foi calculada conforme [Berger \(1978\)](#) (Apêndice C).

B.2 Radiação de Onda Longa

O fluxo de radiação de onda longa na superfície foi calculado por:

$$H_S^{(2)} = \sigma_B T_S^4 - [(1 - N) \mathcal{L}(H) \downarrow + N \mathcal{L}(h_b) \downarrow + N \sigma_B T_b^4 \mathcal{T}(0, h_b)] \quad (\text{B.3})$$

Sendo:

- . H = altura da atmosfera
- . h_b = altura da base da nuvem
- . $\mathcal{L}(z) \downarrow$ = fluxo de onda longa para baixo na altura z
- . N = fração de cobertura de nuvem
- . T_b = temperatura na base da nuvem
- . T_S = temperatura do ar à superfície
- . $\mathcal{T}(z_1, z_2)$ = função de transmissão média espectral entre os níveis z_1 e z_2
- . σ_B = constante de Stefan - Boltzman

A função de transmissão dependeu apenas dos gases principais, tais como o vapor d'água e o dióxido de carbono:

$$\mathcal{T}(z_1, z_2) = \exp \left\{ - \sum_{i=1}^2 \frac{a_i u_i(z_1, z_2)}{1 + u_i^{b_i}(z_1, z_2)} \right\} \quad (\text{B.4})$$

Em que $i = 1, 2$ refere-se ao vapor d'água e ao CO_2 , respectivamente, e:

$$\begin{aligned} u_1 &= e_w \int_{z_1}^{z_2} \beta e^{-\beta z} dz \\ u_2 &= \frac{C_{\text{CO}_2}(z_2 - z_1)}{H} \end{aligned} \quad (\text{B.5})$$

Em que e_w é a pressão do vapor d'água próximo à superfície, β^{-1} é a escala de altura e C_{CO_2} é a concentração de CO_2 na atmosfera. Os coeficientes a_i e b_i foram determinados usando fórmulas empíricas.

O saldo de radiação de onda longa absorvida pela atmosfera foi calculado por:

$$\begin{aligned} H_a^{(2)} &= \sigma_B T_S^4 - \sigma_B T_S^4 (1 - N) \mathcal{T}(0, H) - N [\sigma_B T_b^4 \mathcal{T}(0, h_b) + \sigma_B T_t^4 \mathcal{T}(h_t, H)] \\ &\quad - N [\mathcal{L}(h_b) \downarrow + \mathcal{L}(h_t) \uparrow] - (1 - N) [\mathcal{L}(H) \downarrow + \mathcal{L}(0) \uparrow] \end{aligned} \quad (\text{B.6})$$

Sendo:

- . h_t = altura do topo da nuvem

- . $\mathcal{L}(z) \uparrow$ = fluxo de onda longa para cima na altura z
- . T_t = temperatura no topo da nuvem

Os fluxos de onda longa para baixo e para cima foram, respectivamente:

$$\begin{aligned}\mathcal{L}(z) \downarrow &= - \int_0^{z_2} \sigma_B T^4(z') \frac{dT(0, z')}{dz'} dz' \\ \mathcal{L}(z) \uparrow &= \int_0^{z_2} \sigma_B T^4(z') \frac{dT(0, z')}{dz'} dz'\end{aligned}\tag{B.7}$$

Em que a temperatura no nível z foi obtida de $T(z) = T_S - \Gamma$, sendo Γ o lapse rate da atmosfera, igual a 6,7 K/km.

C PARAMETRIZAÇÃO DA INSOLAÇÃO

C.1 Cálculo dos Parâmetros Orbitais

A energia disponível numa dada latitude φ é uma função da constante solar S_0 , do semi-eixo maior a_M da eclíptica, da excentricidade ξ , da obliquidade ϵ e da longitude do periélio ϖ .

C.1.1 Obliquidade

A obliquidade é dada por:

$$\epsilon = \epsilon^* + \sum A_i \cos(h_i t + \delta_i) \quad (\text{C.1})$$

Em que: $\epsilon^* = 23^\circ 32' 55.6''$, A_i é a amplitude, h_i é a taxa média, δ_i é a fase. Os valores dos três últimos parâmetros são mostrados em [Berger \(1978\)](#), para os primeiros 47 termos da expansão em série de ϵ .

C.1.2 Excentricidade

O cálculo da excentricidade é feito através de:

$$\begin{aligned} \xi \sin \varpi &= \sum_{j=1}^{19} M_j \sin(g_j t + \beta_j) \\ \xi \cos \varpi &= \sum_{j=1}^{19} M_j \cos(g_j t + \beta_j) \end{aligned} \quad (\text{C.2})$$

Em que: ϖ é a longitude do periélio baseado em um equinócio fixo. A amplitude M_j , a taxa média g_j e a fase β_j estão tabelados em [Berger \(1978\)](#).

C.1.3 Precessão

Para o cálculo da precessão, utiliza-se:

$$\psi = \tilde{\psi}t + \zeta + \sum F_i \sin(f'_i t + \delta'_i) \quad (\text{C.3})$$

Sendo: $\tilde{\psi} = 50'' 439 273$, $\zeta = 3^\circ 39' 25.06''$. Os valores da amplitude F_i , da taxa média f'_i e da fase δ'_i são mostrados em [Berger \(1978\)](#).

C.2 Cálculo da Insolação

Após efetuados os cálculos anteriores, encontra-se o valor da insolação diária W , que é dada por:

Para latitudes que possuem nascer e pôr do sol:

$$W = \frac{86,4 S_0}{\pi \rho^2} (H_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin H_0)$$

Para latitudes em que não há pôr do sol:

$$W = \frac{86,4 S_0}{\rho^2} \sin \varphi \sin \delta \tag{C.4}$$

Para latitudes em que não há nascer do sol:

$$W = 0$$

Sendo: ρ é a distância Terra-Sol medida em unidades do semi-eixo maior a_M , H_0 é o valor absoluto do ângulo horário no nascer e pôr do sol, δ é a declinação do Sol.

O valor absoluto do ângulo horário H_0 é dado por:

$$\cos H_0 = -\tan \varphi \tan \delta \tag{C.5}$$

A distância normalizada Terra-Sol é calculada por:

$$\rho = \frac{r}{a} = \frac{1 - \xi}{1 + \xi \cos \nu} \tag{C.6}$$

Sendo: r é a distância Terra-Sol, ν é a anomalia real.