

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

ADRIANO CORREIA DE MARCHI

**SIMULAÇÕES DO CLIMA PARA HOLOCENO-MÉDIO USANDO MODELO
ETA**

**MACEIÓ, AL
OUTUBRO, 2013**

ADRIANO CORREIA DE MARCHI

**SIMULAÇÕES DO CLIMA PARA HOLOCENO-MÉDIO USANDO MODELO
ETA**

Dissertação apresentado ao do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia no Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientadora: Prof. Dra. Maria Luciene
Dias de Melo

MACEIÓ, AL
OUTUBRO, 2013



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-108.

“SIMULAÇÕES DO CLIMA PARA HOLOCENO-MÉDIO USANDO MODELO ETA”

Adriano Correia de Marchi

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Profa. Dra. Maria Luciene Dias de Melo
(Orientadora)

Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim
(Membro Interno)

Profa. Dra. Chou Sin Chan
(Membro Externo - CPTEC/INPE)

Outubro/2013

**Dedico este trabalho ao meu tio Claudio (in
memoriam).**

AGRADECIMENTO

Em todo trabalho realizado contamos com o apoio e ajuda de muitas pessoas, por isso meus sinceros agradecimentos;

A minha grande orientadora Luciene, pela orientação, ensinamentos, confiança, amizade e grande ajuda durante a realização deste trabalho.

Aos professores do ICAT em especial Ricardo Amorim, Lyra, Manuel e Rosiberto

A professora Chou, pelas oportunidades.

A todos os amigos do ICAT e INPE pela amizade, apoio, convivência, motivação e por ajudarem direta ou indiretamente na execução deste trabalho.

Em especial Paulo Kubota e Andre Lyra. Pela ajuda nos códigos

Meus amigos do ICAT, INPE e outros que passaram pela minha vida

Minha chefe Caarem, pela paciência.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho e pelas sugestões recebidas.

RESUMO

Com o objetivo de analisar o clima do Holoceno Médio (HM) para a América do Sul, realizou-se o “downscaling” utilizando dados de entrada do modelo de circulação geral atmosférica (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com resolução T062 e 28 níveis na vertical (T062L28) para o modelo regional Eta com 20km de resolução. Realizaram-se simulações climáticas a partir da modificação dos parâmetros orbitais (Ciclos de Milankovitch), adicionando uma nova parametrização (Berger, 1978) para valores típicos do presente e para HM. Os resultados foram comparados com as simulações de outros modelos e indícios paleoclimáticos, para compreender como o modelo Eta responde às mudanças climáticas e avaliar as diferenças do clima da América do Sul no presente e no Holoceno Médio. Os resultados no experimento Eta 6k sugerem que o clima no HM encontrava-se mais úmido sobre o nordeste brasileiro, concordando com indícios paleoclimáticos. Uma diminuição da convergência dos ventos, de origem Amazônica, sobre a região sul do Brasil influenciou na formação posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), resultando em uma possível diminuição do transporte de umidade causando uma redução da precipitação nas regiões sudeste, centro-oeste e sul do Brasil, para o HM concordando com resultados proxy. Um sinal de resfriamento para o HM foi encontrado sobre as regiões Nordeste, Centro Oeste, Sudeste e Sul do Brasil. A região Amazônica esteve ligeiramente mais quente e outras regiões de transição não apresentaram mudança significativa, esses resultados também estão de acordo com os dados paleoclimáticos.

Palavras-chave: Paleoclima – América do Sul. Downscaling. Ciclos de Milankovitch. Climatologia.

ABSTRACT

Climate variability and change are simulated during the Mid-Holocene (MH) for South America (SA), using the atmospheric general circulation model (AGCM) from the Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC) with a T062L28 resolution and downscaling with the Eta model (at 20km resolution). Simulations were made by modifying the orbital parameters (Milankovitch cycles), adding a new parameterization (Berger, 1978) for typical values of the present and MH. Used the downscaling model with Eta for the present climate and the MH, resulting in two simulations (Eta 0k e Eta 6k), from contour data with the AGCM CPTEC utilizing the parameterization Berger (1978). The results were compared with simulations of other models and paleoclimate indicators, to understand how much the Eta model is able to simulate changes in the SA climate during the MH. The results of the experiment (Eta 6k) suggest climate is found on the wetter northeast Brazil during the HM, agreeing with results proxy. A decrease in the convergence of winds from the Amazon basin for southeastern Brazil influenced formation positioning South Atlantic Convergence Zone (SACZ), resulting in a possible reduction in the transport of moisture causing a reduction in rainfall in the Southeast, Midwest and southern Brazil, in agreement with results proxy. Studies reported a decrease in temperature for the HM was found on the Northeast, Midwest, Southeast and South of Brazil. Amazon basin was slightly warmer and other transition regions showed no change of weather, these results are in agreement with proxy records.

Keywords: Paleoclimate – South America. Downscaling. Milankovitch cycles. Climatology.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Oscilações de Milankovitch, a inclinação do eixo da Terra, a excentricidade da órbita e o período do ano da mínima distância Terra-Sol..... **17**
- Figura 2 - Órbita HM (esquerda) e Presente (direita). Para qual WS e SS são solstício de inverno e verão, respectivamente. VE e AE são equinócio vernal e outonal, ambos para os hemisfério norte, e e é a excentricidade, ϵ é obliquidade e ω é a longitude do periélio definido como o ângulo entre o equinócio vernal e o periélio, medida anti-horário..... **18**
- Figura 3 - Radiação de onda curta ($W.m^{-2}$) no topo da atmosfera a - parametrização Berger (Berger 0k) e b - Diferença entre Berger 0k e Model 0k..... **33**
- Figura 4 – Diferenças para o campo de precipitação (a) e temperatura (b) entre as simulações Berger 0k e Model 0k. **35**
- Figura 5 - Médias zonais da Precipitação: (a) DJF, (b) JJA; pressão: (c) DJF, (d) JJA; vento zonal em 200 hPa: (e) DJF, (f) JJA para a média sazonal do modelo MCGA-CPTEC/INPE e dados observados. Precipitação observada (mm/dia) do GPCP e pressão (hPa), campos de vento (m/s^2) são de origem do NCEP-NCAR. As linhas pontilhadas brancas representa o Berger 0k e as pontilhadas pretas são dados observados. **37**
- Figura 6 - Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Berger 0k (esquerda) e diferença da precipitação simulada e observada GPCP(direita) para DJF, MAM, JJA, SON. **39**
- Figura 7 – Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Eta 0k mm/dia (esquerda) e diferença entre Eta 0K e dados observado do Merra (coluna do meio) e CRU (coluna direita) para DJF, MAM, JJA, SON. **41**
- Figura 8 - Radiação de onda curta ($W.m^{-2}$) média zonal no topo da atmosfera a - Parametrização Berger para HM (Berger 6k) e b - Diferença entre Berger 6k e Berger 0k. **44**

- Figura 9 - Precipitação média sazonal (mm/dia) para o HM (lado esquerdo) e diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.45
- Figura 10 - Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal no período do HM (lado esquerdo) e diferença entre a ROLE média sazonal, entre o HM e os dias atuais (Eta 6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.48
- Figura 11 – Temperatura 2m média sazonal ($^{\circ}C$) no período do HM (lado esquerdo) e Diferença da temperatura média sazonal, entre o HM e os dias atuais (ETA6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.50
- Figura 12 -Vento médio sazonal ($m.s^{-1}$) no período do HM (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre o HM e os dias atuais (Eta6k-Eta0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.53
- Figura 13 – Diferença de precipitação gerada pelo modelo Eta 6k- Eta0K (precipitação mm/dia) e comparação com os dados paleoclimáticos indicados por símbolos.56
- Figura 14 - Diferença de precipitação gerada pelo modelo Eta 6k- Eta0K (temperatura a 2m $^{\circ}C$) e comparação com os dados paleoclimáticos indicados por símbolos.57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo de estudos paleoclimáticos para o Brasil, por região, comparado com o presente.	19
Tabela 2 – Descrição dos parâmetros orbitais usados nas simulações Berger 0k e Model 0k para o clima presente.	27
Tabela 3 – Descrição das Simulações.....	30
Tabela 4 – Descrição dos parâmetros orbitais usados nas simulações, para ambos modelos. .	30
Tabela 5 – Registro paleoclimáticos comparado com o modelo Eta 6k.....	55

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivo Geral	15
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
2.1	Holoceno Médio	16
2.2	Registros Paleoclimáticos.....	18
2.3	Modelagem Paleoclimáticas.....	19
2.4	Modelo Global do CPTEC	23
2.5	Modelo Regional Eta	23
3	MATERIAL E METODOLOGIA.....	25
3.1	Modelo Global CPTEC/INPE	25
3.2	Modelo Regional Eta	28
3.3	Modelo Paleoclimático Regional	29
3.4	Significância Estatística	31
4	RESULTADOS.....	32
4.1	Modelo MCGA-CPTEC Berger.....	32
4.1.1	Insolação no topo da atmosfera.....	32
4.1.2	Precipitação e Temperatura do Ar	34
4.1.3	Médias zonais.....	36
4.1.4	Precipitação sazonais para América do Sul	38
4.2	Modelo Eta 0k.....	40
4.2.1	Precipitação sazonais	40
4.3	Modelo Paleoclimático Regional Eta	43
4.3.1	Variação Orbital.....	43
4.3.2	Precipitação para o HM.....	44
4.3.3	Radiação de Onda Longa Emergente no HM.....	47

4.3.4	Temperatura no HM	49
4.3.5	Circulação em baixos níveis no HM	51
4.4	Indícios Paleoclimáticos	55
5	CONCLUSÃO	59
5.1	Sugestões para próximos trabalhos.	60
6	REFERÊNCIAS	61

1 INTRODUÇÃO

A mudança climática é uma alteração significativa e duradoura na distribuição estatística de uma determinada variável, segue padrões ao longo do tempo por períodos que variam de décadas a milhões de anos (IPCC, 2007). Nesse sentido, torna-se necessário o entendimento e a quantificação das mudanças climáticas, que é cada vez mais relevante em um contexto de uma população mundial que já atingiu 7 bilhões de pessoas (The World Factbook, 2013), cujas atividades vêm alterando dramaticamente o meio ambiente, como por exemplo: desmatamentos, o mau uso dos solos, construções de grandes centros urbanos e o uso dos recursos naturais não renováveis.

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas. Por exemplo, os agentes climáticos naturais são induzidos por forçantes internas (circulação da atmosfera, oceanos, vulcões, albedo, dentre outros) ou externas (variação orbital, ciclo solar, forças gravitacionais). Os agentes climáticos antrópicos, que estão diretamente ligados ao aumento da atividade industrial e conseqüentemente na quantidade de poluentes lançados na atmosfera (dióxido de carbono – CO₂, óxido nitroso - N₂O e metano CH₄), vem causando aumento da temperatura média global (IPCC, 2007). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o Planeta, enquanto outro pode tender a resfriá-lo, sendo que ainda se desconhece seus reais efeitos no Clima Global (Yamasoe, et al.,2012).

É importante levar em consideração escalas de tempo e espaço para tratar de mudanças no clima, as quais apresentam uma variação temporal que depende diretamente dos agentes climáticos, esse tempo costuma ter variação cerca de dezenas ou até bilhões de anos. Nesse contexto, torna-se necessário compreender a influência de cada agente nas mudanças climáticas, para assim saber identificá-las e mensurá-las, visando reduzir enormes perdas econômicas e de vidas.

Para poder entender melhor as futuras variações climáticas, faz-se necessário um conhecimento do clima do passado, ou seja, conhecer melhor o histórico do clima e os impactos das mudanças climáticas que ocorreram no passado para entender sua variação do clima para o futuro (Melo, 2007).

Há duas possibilidades de verificar a variação climática de longo prazo: A primeira

forma se dá a partir de registros paleoclimáticos (chamados também de indicadores paleoclimáticos ou proxys), que fornecem importantes informações sobre a variação e mudanças ocorridas no clima por um longo prazo. Esses registros permitem examinar como o clima respondeu a mudanças climáticas do passado, bem como o funcionamento do sistema climático, além de fornecer subsídios para validar os modelos computacionais (considerando as incertezas nestas reconstruções do clima).

A segunda forma se dá através do uso de modelos climáticos. Esses modelos são úteis no exame da relação entre as diversas forçantes e as respectivas respostas do sistema climático, que através de modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) torna-se possível a realização desses estudos, podendo verificar o quão sensíveis são os modelos a grandes variações climáticas, como por exemplo: variação dos parâmetros orbitais e concentração dos gases de efeito estufa (Jossaume e Taylor, 1995).

O clima do holoceno-médio (HM), período de 6.000 anos atrás, caracterizado por mudanças dos parâmetros orbitais que levaram a mudança climática natural, é um dos períodos do quaternário, amplamente estudado. O HM foi também considerado um período climaticamente estável (Seppä et al., 2005) e representa um bom teste para avaliar o desempenho dos modelos climáticos, pois o uso de conjunto de dados do presente é adequado devido ao período do HM não ser caracterizado por uma glaciação ou superaquecimento e sim, por ser um período marcado por características médias climáticas similares às do clima atual.

No HM o que difere do presente é o contraste sazonal modificado pela radiação solar incidente no topo da atmosfera. É um período marcado por mudança climática natural (forçantes externa que é a mudança dos parâmetros orbitais) e devido à existência de dados paleoclimáticos referentes a esse período, pode ser um bom teste para os MCGA, os quais podem ser validados com os proxys.

Um entendimento quantitativo destes mecanismos dinâmicos de mudança é a melhor forma de aprender sobre o clima passado. Portanto, estudar o passado é uma grande oportunidade para avaliar e entender a variabilidade climática e contribuir para as projeções de mudanças climáticas futuras.

1.1 Objetivo Geral

Com base no exposto, o objetivo geral deste trabalho é realizar o “downscaling”, usando o modelo regional Eta, a partir do modelo global do CPTEC, para o período do HM. É a primeira vez que o modelo Eta é utilizado para simulações paleoclimáticas.

1.2 Objetivos Específicos

- Implementar, ajustar e verificar como os modelos do CPTEC e Eta respondem a variação dos parâmetros orbitais, com a adição da nova parametrização Berger (1978) que calcula a radiação no topo da atmosfera;
- Comparar os resultados do modelo Eta, a fim de analisar como respondem a variação dos parâmetros orbitais entre o clima presente e o HM;
- Analisar as variações climáticas no HM para a América do Sul, com ênfase sobre o Nordeste brasileiro, a partir do “downscaling” com o modelo Eta e comparar os resultados com os indicadores paleoclimáticos, a fim de validar as características climáticas simuladas neste período.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este tópico está organizado em cinco seções, na primeira discute-se sobre HM, a segunda sobre os registros paleoclimáticos, a terceira aborda de forma sucinta os resultados de pesquisas sobre a modelagem paleoclimática e nas posteriormente discorre-se sobre o modelo global do CPTEC e o regional Eta.

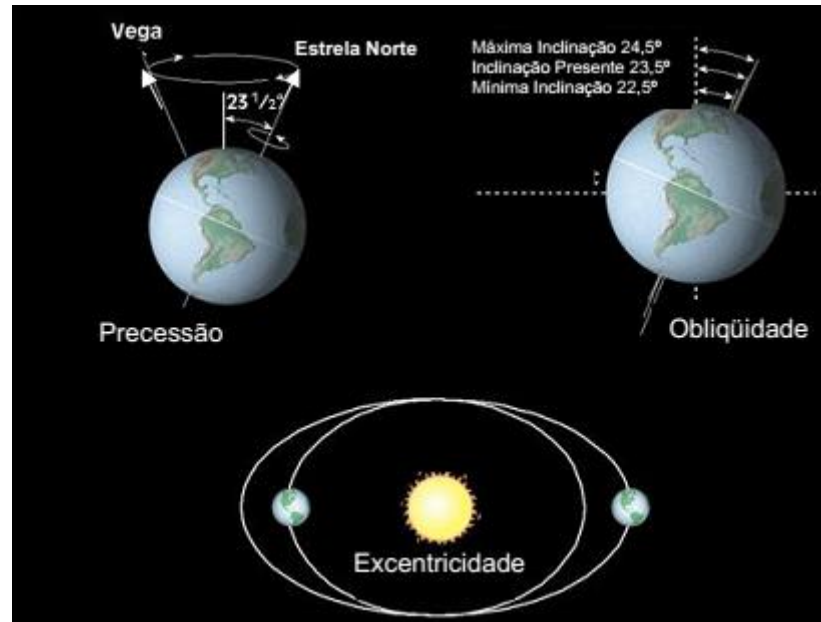
2.1 Holoceno Médio

Com base na hipótese de Milankovitch (Milankovitch, 1941), conhecidas também como Teoria Astronômica de Milankovitch ou Teoria dos Ciclos de Milankovitch (Figura 1), a insolação ou radiação solar efetiva que incide sobre a superfície terrestre depende de três parâmetros:

- Excentricidade da órbita terrestre (0 a 0,067), variando num ciclo de 92 a 100 mil anos, quanto maior for o seu valor, maior as diferenças de duração e intensidade da insolação entre o verão e o inverno. Atualmente a órbita da Terra está mais circular (0,0167), e sua diferença de radiação solar que chega no topo da atmosfera, entre o afélio e o periélio, é de aproximadamente 7%, mas este percentual pode variar até 30% quando a excentricidade está mais elíptica (Imbrie e Imbrie 1980).
- Obliquidade da Eclíptica (21,5 a 24,5°), corresponde ao grau de inclinação do eixo terrestre em relação ao plano da órbita variando de 40 a 41 mil anos (as zonas climáticas ficam mais bem definidas quando este valor é pequeno), o eixo da Terra atualmente está inclinado cerca de 24,5° em relação ao Equador Celeste e seus maiores impactos são nos polos.
- Precessão dos Equinócios - alteração na insolação que altera as datas do periélio/afélio. A posição dos equinócios vai mudando em um ciclo de aproximadamente 23 mil anos. Essa mudança afeta o equinócio e o solstício em relação à distância do Sol, atualmente o verão no hemisfério sul ocorre no periélio (quando a Terra está mais próxima do Sol), enquanto que o inverno ocorre no afélio (quando a Terra está mais distante do Sol), sendo responsável pelo aumento do contraste sazonal inter-hemisféricos.

Como cada um destes três parâmetros orbitais tem ciclo diferente, a interação entre eles pode reforçar ou suavizar um efeito da energia solar recebida pela Terra.

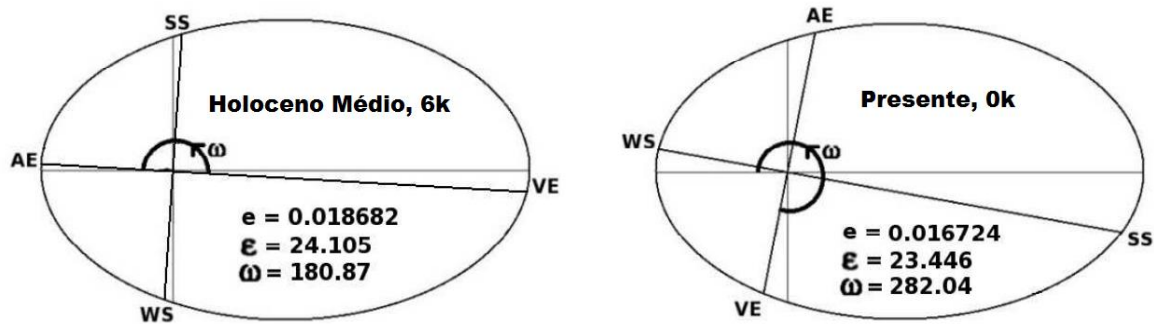
Figura 1 – Oscilações de Milankovitch, a inclinação do eixo da Terra, a excentricidade da órbita e o período do ano da mínima distância Terra-Sol.



Fonte: www.sciencemag.org, 2013

Durante o HM, a inclinação da Terra (obliquidade) foi maior e a órbita era um pouco mais excêntrica do que atualmente. A diferença da insolação do HM com relação ao presente é principalmente devido ao parâmetro de precessão. A posição mais próxima do Sol (periélio) foi alcançada na época do equinócio de outono, em vez de perto o solstício de inverno como no presente (Figura 2).

Figura 2 - Órbita HM (esquerda) e Presente (direita). Para qual WS e SS são solstício de inverno e verão, respectivamente. VE e AE são equinócio vernal e outonal, ambos para os hemisfério norte, e e é a excentricidade, ϵ é obliquidade e ω é a longitude do periélio definido como o ângulo entre o equinócio vernal e o periélio, medida anti-horário.



Fonte: Bosmans, 2011.

2.2 Registros Paleoclimáticos

Os Climas passados podem ser reconstruídos por meio da aquisição e datação de dados geológicos como em sedimentos marinhos, dados biológicos, grãos de pólen, anéis de árvores ou baseados em núcleos de gelo. Estes dados fornecem importantes informações sobre a variação ocorrida no clima em determinado local por um longo período, além de fornecer subsídios para validar modelos computacionais (Melo, 2007).

Embora no Hemisfério Norte estejam concentrados a maioria dos dados paleoclimáticos disponíveis, na América do Sul, alguns esforços, nos últimos anos, vêm ganhando destaque devido a qualidade dos resultados apresentados, e por demonstrarem um grande potencial para o desenvolvimento de pesquisas.

O HM é um período que se destaca para América do Sul, por contar com considerável distribuição de indicadores, vários estudos na região tropical da América do Sul indicam um clima mais seco durante o HM. (Dias, et al, 2009). Uma síntese de registros paleoclimáticos com informações sobre a variação ocorrida no clima do holoceno-médio, comparadas aos dias atuais, para o Brasil são sintetizadas na Tabela 1.

Tabela 1 - Resumo de estudos paleoclimáticos para o Brasil, por região, comparado com o presente.

Região do Brasil	Indícios Paleoclimáticos
Sul	Seco e quente
Sudeste	Seco, Exceto no Vale do Paraíba e sul do RJ que foi mais úmido
Nordeste	Seco, com oscilações entre períodos mais úmidos e condições semiáridas
Centro-Oeste	Mais úmida com elevação de temperatura
Norte	Semelhante ao clima atual

Fonte: Melo, 2007.

2.3 Modelagem Paleoclimáticas

Para realizar as simulações dos últimos períodos climáticos, cálculos astronômicos fornecem valores dos parâmetros orbitais (Berger e Loutre, 1991), e leis mecânicas celestes permitem calcular a radiação diária solar (Berger, 1978). Os esquemas de radiação fornecem para o modelo o aquecimento atmosférico devido à divergência do fluxo de radiação. A radiação de onda longa, incluindo a radiação infravermelha, emitida por gases e superfícies e a radiação de ondas curtas inclui comprimentos que compõem o espectro solar. A única fonte é o Sol, mas os processos incluem a absorção, reflexão e dispersão na atmosfera e em superfícies. Dentro da atmosfera a variação da radiação depende das nuvens, da distribuição de vapor de água, do dióxido de carbono CO₂, do ozônio O₃ e das concentrações de gases traço.

Os modelos de circulação geral representam uma forma de poder testar hipóteses como as mudanças nos parâmetros orbitais proposto por Milankovich (1941). Modelos climáticos globais e regionais são as principais ferramentas das análises atuais que visam avaliar o clima. Projeções de mudanças climáticas derivadas de modelos climáticos regionais podem ser consideradas mais úteis para estudos sobre os impactos do clima comparado com os modelos globais por causa das melhorias trazidas pelo aumento da resolução, permitindo a simulação explícita dos processos de mesoescala e melhorias na representação de topografia, uso do solo e circulação terra-mar (Marengo et al, 2012).

A análise das simulações paleoclimáticas fornece uma perspectiva sobre como o sistema climático tem respondido às mudanças passadas. Essa perspectiva, no entanto, deve ser qualificada pelas incertezas que existem nas simulações. Os modelos climáticos se baseiam em princípios físicos que incluem dinâmica de fluidos, termodinâmica e teoria de transporte da radiação, e podem ser usados para inferir as causas das mudanças climáticas do passado. Portanto, permite compreender como o sistema climático funciona e como ele tem variado no passado (Bartlein et al. 1998). Além dos modelos de circulação global, McGregor (FARIA, 2011) realizou uma completa descrição da modelagem regional climática onde são apresentadas as vantagens e as limitações destes modelos. No projeto Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase (PMIP) que está na sua 3ª fase (Quere, et al., 2005), continuando a sua 1ª (Joussaume e Taylor, 1995) e 2ª (Harrison et al., 2002, Braconnot et al., 2003), incluem a identificação de respostas comuns em MCGA, acoplado oceano-atmosfera e os modelos oceano-atmosfera-vegetação para períodos paleoclimáticos (Braconnot et al., 2004). O projeto estuda os últimos períodos climáticos, mas o seu foco inicialmente é no HM (6.000 anos antes do presente). Um total de 19 grupos climáticos mundiais (Austrália, França, Canadá, Reino Unido, Alemanha, Japão, Coreia e Estados Unidos) têm participado dos experimentos de modelagem do PMIP para o HM. Os experimentos partem do princípio de alteração nos parâmetros orbitais e redução para concentração de dióxido de carbono (CO₂) em 280 ppm (Valdes, 2000; Zhao et al. 2005, Jiang et al. 2012, Zheng et al. 2012). A maioria dos estudos concentrou-se no hemisfério norte.

Usando modelos atmosféricos do PMIP, Joussaume et al. (1995), Harrison et al. (2002); e Braconnot et al. (2003) relataram mudanças significativas na Ásia e na África para o HM, onde o sistema de monção foi reforçado por um aumento do gradiente de temperatura terra-mar e o aumento resultante do baixo nível de convergência na área de monções de baixa pressão.

Polanski (2012) utilizou o modelo regional de clima HIRHAM com resolução de 50km, sobre o continente asiático para simular a circulação de monção indiana. Usando o modelo ECHAM5-JSBACH/MPIOM como condições de contorno, para o HM e o clima atual (pré-industrial), verificou-se que devido às mudanças na circulação atmosférica, resultaram no HM uma diminuição no fluxo das monções, um aumento de chuvas de verão em algumas regiões ao sul do Himalaia, bem como sobre o sul da Índia e uma diminuição da precipitação ao longo região central da Índia, e esses resultados estão de acordo com as reconstruções de proxy.

Poucos estudos de modelagem, para o período do HM, foram realizados com ênfase no clima da América de Sul. Valdes (2000) é o pioneiro, que tem como foco de suas pesquisas o clima da América do Sul, comparando 19 simulações atmosféricas do PMIP, observou diminuição da amplitude do ciclo sazonal da temperatura sobre o continente e enfraquecimento do ciclo de precipitação sazonal. Na maior parte do continente, durante o HM, condições mais secas foram simuladas pela média dos 19 modelos.

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

Harrison et al. (2003), mostra que a mudança na insolação produz um redução da precipitação de monção no Hemisfério Sul, indicando uma redução no regime de monção para o HM, comparado ao presente. A temperatura sobre o continente diminuiu, a pressão atmosférica aumenta, diminuindo o contraste oceano-continente e, portanto o efeito da circulação e o transporte de umidade. Logo, a precipitação é reduzida sobre o continente sul-americano, exceto sobre a região Nordeste, onde há ligeiro aumento da precipitação, associado ao recuo da precipitação de monção da região central da Amazônia para a costa leste do Nordeste brasileiro.

Harrison et al. (2003) e Liu et al. (2004) verificaram também, que a monção da América do Sul estava enfraquecida principalmente pela redução da insolação no verão e que o efeito das TSMs não altera a resposta do sistema monções da América do Sul.

Dewes (2007), analisando os resultados de uma versão do modelo do IPSL-CM4, verificou enfraquecimento do sistema de monção da América do Sul, devido à diminuição do contraste térmico continente-oceano no HM. A diminuição da temperatura sobre o continente provocou um aumento da pressão atmosférica nos meses de verão, reduzindo o gradiente de pressão, conseqüentemente, enfraquecendo os alísios, resultando em menor transporte de umidade para o continente e redução da precipitação.

Melo e Marengo (2008), utilizando o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC-COLA com resolução T062 e 28 níveis na vertical (T062L28), analisaram o resultado da sinergia entre as forçantes dos parâmetros orbitais e concentração de CO₂, para o clima do HM para a América do Sul. Os resultados sugerem clima mais úmido sobre o nordeste da AS,

devido ao aumento do fluxo de umidade proveniente do oceano Atlântico trazido pela alta subtropical do Atlântico Sul, que no HM encontrava-se mais próxima do continente e ligeiramente mais intensa. Desintensificação dos ventos alísios no HM acarretou num deslocamento mais ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e reduziu o fluxo de umidade do Atlântico tropical para a região Amazônica, deixando-a mais seca no HM. Essa redução da precipitação tem um impacto significativo no transporte da umidade da bacia Amazônica à Bacia do Prata, conseqüentemente, sobre a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), levando a uma redução da precipitação na posição atual da ZCAS. Na temperatura, verifica-se sinal de resfriamento durante todo ano no HM, sobre a AS, exceto no oeste da região Amazônica, que sugere um sinal de ligeiro aquecimento. Verificou-se intensificação do fluxo de umidade em 850 hPa, sobre continente, durante o HM, consequência da intensificação e proximidade do continente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este padrão durante o verão no HM é similar ao observado no outono e inverno no clima presente. Também, verifica-se a intensificação do escoamento a leste dos Andes ao sul de 20°S, que sugere uma possível variação na intensidade da circulação do jato de baixos níveis nos regimes climáticos do centro oeste, sul e sudeste do Brasil.

Dias (2009) mostra que a maioria dos estudos paleoclimáticos para o HM, na região tropical da América do Sul, indicam um clima mais seco na Amazônia e Sudeste do Brasil e um clima mais úmido na Venezuela. Este padrão tem sido interpretado como deslocamento para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), também verificado por Melo e Marengo (2008), devido às mudanças de insolação explicado por ciclos de Milancovitch. Usando o modelo acoplado oceano-atmosfera do Institut Pierre Simon Laplace da Universidade de Paris (IPSL) modificando a insolação e a vegetação, verificaram uma das principais características do clima no HM que é de fato a diminuição das chuvas na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), região em relação ao dia de hoje, o que é confirmado pelos dados de proxy. A análise do transporte meridional de calor transiente e da baroclinicidade do modelo climático sugere inverno mais intenso e primavera mais fria na região central da América do Sul, o que está de acordo com proxies paleoclimáticos.

2.4 Modelo Global do CPTEC

Diversos estudos com CPTEC/INPE têm sido realizados com o intuito de analisar variabilidades de longo prazo e mudanças climáticas, assim como para testar a habilidade dos modelos em simular as características atmosféricas e sua variabilidade em escalas interanuais e decadais. Para o clima do presente, Cavalcanti et al. (2002), Marengo (2003), Carneiro (2010), Machado (2011), Sapucci (2013) e para o clima passado (HM) como Melo (2007) e Melo e Marengo (2008).

Visando a portabilidade do modelo para outras máquinas, muito esforço foi aplicado no desenvolvimento do modelo para máquinas escalares, massivamente paralelos, apesar de o desenvolvimento principal ter sido feito na máquina vetorial NEC/SX6. Contudo, já foi testado com sucesso em diversas máquinas escalares, inclusive em clusters de PC's e agora no Cray/XE6 do INPE (Kubota, 2013).

2.5 Modelo Regional Eta

O modelo Eta nunca foi usado para estudos de Paleoclima, estudado pela primeira vez nesse trabalho. O modelo de mesoescala Eta (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994) é um modelo atmosférico usado para fins operacionais e de pesquisa. Esse modelo é oriundo de trabalho conjunto com a Universidade de Belgrado e o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia, mais tarde tornou-se operacional, no National Centers for Environmental Prediction (NCEP), localizado nos Estados Unidos, atualmente é o modelo operacional do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

O CPTEC tem usado o Modelo Eta operacional desde 1996, para previsão de tempo sobre a América do Sul. O Eta/CPTEC é um modelo regional hidrostático, trabalha com pontos de grade, cuja característica mais destacada é o emprego da coordenada vertical Eta, definida por Mesinger (1984) com o objetivo de melhorar o cálculo do gradiente horizontal, em presença de orografia irregular. Devido às características da coordenada vertical, o modelo Eta-CPTEC é apropriado em regiões apresentando orografia íngreme como dos Andes.

Nos últimos anos, tem sido utilizado para produzir previsões de escala sazonal sobre a América do Sul. Chou et al. (2000) fez uma das primeiras experiências com a previsão do clima a longo prazo para a América do Sul, com 1 mês de integração contínua do modelo regional Eta-CPTEC, onde mostrou boa conservação de massa, obtendo estabilidade no modelo para as integrações mais longas.

Este modelo regional tem sido utilizado para investigar a previsibilidade da precipitação com previsões sazonais ao longo da América do Sul (Chou et al. 2005) utilizando as condições de contorno laterais obtidas a partir do modelo Global do CPTEC T62L38. O Eta representou razoavelmente bem os sistemas de precipitação em grande escala na América do Sul, como a Zona de Convergência Intertropical e Zona de Convergência do Atlântico Sul.

3 MATERIAL E METODOLOGIA

3.1 Modelo Global CPTEC/INPE

O modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/INPE é uma versão modificada do modelo do Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA). As equações do modelo são escritas na forma espectral baseadas em FORTRAN 95, foi adaptado do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), várias melhorias foram implementadas no modelo, novas parametrizações físicas, núcleo dinâmico, estrutura de código e paralelismo proporcionando a redução de cálculos aumentando a previsibilidade do modelo, em 1994 o modelo foi nomeado CPTEC-COLA e, atualmente, está na sua versão 3 (Cavalcanti et al. 2002), visando a modernização do sistema e a eficiência computacional. As novas funcionalidades do sistema permitem maior flexibilidade ao usuário na escolha da resolução do modelo e dos esquemas físicos tratados por ele. Isso ocorre apenas por meio de um chaveamento, eliminando o processo de nova compilação.

A dinâmica espectral euleriana foi reescrita e tornou-se mais eficiente computacionalmente e na semi-lagrangeana pode-se utilizar um passo de tempo (Δt) até três vezes maior do que o da dinâmica euleriana. Outra contribuição é a implementação da grade reduzida utilizada para alta resolução do modelo, onde o número de longitudes por latitude varia com a latitude (BARROS, 2006). Novas parametrizações físicas foram inseridas como o esquema de convecção profunda (GRELL et al., 2002), esquema de convecção rasa (SOUZA, 1999) e esquema de radiação de ondas curtas CLIRAD-SW (TARASOVA et al., 2006). O processo físico parametrizado da radiação é dividido em: onda curtas (radiação solar) e ondas longas (radiação terrestre). Assim, os movimentos atmosféricos são devidos à absorção de radiação solar. Como os raios solares não são verticais em todas as latitudes há uma forte variação no aquecimento solar sobre o globo. A presença de nuvens na atmosfera também modula fortemente a absorção de radiação solar, e seu impacto na quantidade de radiação solar que é espalhada e absorvida. A nebulosidade prevista é usada no cálculo do aquecimento solar. Na parametrização de radiação, o aquecimento devido às ondas curtas é calculado a cada hora do tempo simulado. (BONATTI, 1996).

Para determinação do clima global foi usado o modelo de circulação geral atmosférica do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas

Espaciais (MCGA-CPTEC/INPE), com a resolução T62L28 com truncamento triangular de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis sigma na coordenada vertical, o que equivale a resolução horizontal de aproximadamente 200 km próximo ao equador. Foi usada essa resolução por se tratar de uma versão que disponibiliza o acoplamento com o modelo oceânico, para futuros trabalhos.

No esquema de superfície o modelo utiliza o Simplified Simple Biosphere Model (SSiB) (Xue et al. 1991), para a convecção profunda Grell et al. (2002), convecção rasa Tiedtke (1983), na difusão vertical e na camada limite planetária é usado o esquema Mellor e Yamada (1982), radiação de onda curta esquema Lacis e Hansen (1974).

A umidade do solo, albedo de superfície, e a profundidade de neve, são variáveis de superfícies prescritas. São médias mensais observadas climatológicas que são introduzidas no início da simulação e são modificadas durante a integração. A temperatura da superfície do mar (SST) é uma variável de superfície prescrita com médias mensais observadas, são utilizadas como condições de contorno, as condições iniciais foram retiradas do estado da atmosfera estimado pelas análises operacionais do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). O valor atual da concentração de CO₂ utilizada no modelo é de 370 ppm. Embora estudos comprovem que esse valor já ultrapassa 400 ppm, utilizou-se 370 ppm para realização de comparação com simulações existentes.

Para avaliar a nova parametrização Berger (1978) implementada no modelo MCGA-CPTEC/INPE foram feitas duas simulações de 40 anos, a partir de 1970 até 2010: a primeira simulação controle chamada de Model 0k (clima presente) sem alteração no modelo MCGA-CPTEC/INPE e a segunda simulação modificada chamada de Berger 0k (clima presente), ver Tabela 2, contém o esquema Berger que calcula os valores dos parâmetros orbitais levando em consideração o ano da simulação, proposto por Berger (1978), funciona a partir dos cálculos astronômicos de obliquidade, excentricidade e precessão. Esses são configurados com um chaveamento para que seja determinado o ano que se deseja inicializar a simulação, sem precisar compilar novamente o modelo. Possibilitando ao MCGA-CPTEC/INPE a realização de experimentos paleoclimáticos ou projeções futuras.

Tabela 2 – Descrição dos parâmetros orbitais usados nas simulações Berger 0k e Model 0k para o clima presente.

Parâmetros Orbitais	Berger 0k	Model 0k
Obliquidade	23,44627	23,446
Excentricidade	0,01672393	0,016724
Precessão dos Equinócios	102,0390	102,04

Fonte: Autor, 2013.

Os primeiros 10 anos de simulação foram descartados, por considerarem-se como “spin-up” do modelo. Os últimos 30 anos de dados foram analisados (1980-2010), considerando-se as médias sazonais e anuais.

Inicialmente, para o cálculo do Berger 0k, foi fixado o ano de 1950 para os cálculos astronômicos, igualmente foi usado no Model 0k para fins de comparação entre os modelos. Foram analisados e comparados os ciclos anuais da radiação de onda curta (ROC) no topo da atmosfera para os experimentos Model 0k e Berger 0k. Para verificar os impactos na variação de ROC, sobre precipitação e temperatura foram realizadas análises espaciais com médias anuais correspondente a 30 anos, calculando assim, a taxa de variação entre as simulações Model 0k e Berger 0k.

Para verificar se a alteração proposta na parametrização de Berger, é capaz de produzir alguma diferença na simulação do clima presente, os resultados dessas simulações foram comparados com os dados observados das reanálises do NCEP/NCAR e os dados do GPCP (Adler, 2012) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) (Kalnay et al. 1996), variáveis de precipitação, pressão ao nível do mar, o campo de vento em 200 hPa. Campos de precipitação foram comparados com médias sazonais dezembro, janeiro, fevereiro (DJF); março, abril, maio (MAM); e junho, julho, agosto (JJA); e setembro, outubro, novembro (SON). Médias zonal de precipitação, pressão ao nível do mar e campo de vento em 200 hPa são discutidos para analisar a variação global latitudinal, foram mostradas apenas para DJF e JJA. Esses dados possuem uma resolução espacial de 1°x1°. Destacando que em lugares para os quais existem poucas observações, estes conjuntos de dados podem desviar-se da atmosfera real e precisam ser analisados com cautela (Brankovic e Molteni, 1997).

3.2 Modelo Regional Eta

O clima regional foi simulado usando o modelo regional Eta. O modelo Eta foi escolhido porque ainda não há investigações que o utilizam para paleoclimatologia e porque o sistema de coordenada vertical utilizada neste modelo é recomendado para uso sobre a América do Sul (Bustamante et al 2005, Chou et al 2005 e Marengo et al 2012), devido à presença da Cordilheira dos Andes.

O modelo Eta foi integrado sobre o domínio que abrange quase toda a América do Sul, com uma resolução horizontal de 20 km e 38 níveis verticais, com o topo do modelo a 25 hPa com 425x339 números de ponto de grade na longitude e latitude.

O tratamento de turbulência é baseado no procedimento de ordem 2.5 Mellor-Yamada (Mellor e Yamada, 1974) e o pacote de radiação (curta e longa) foi desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), onde a radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975). O Modelo Eta utiliza o esquema Betts-Miller (Betts e Miller, 1986) modificado por Janjic (1994) para parametrizar convecção rasa e profunda e a microfísica das nuvens é parametrizada usando o esquema de Zhao (Zhao et al., 1997). Os processos de transferência da superfície terrestre são parametrizados pelo regime NOAH (Ek et al., 2003).

O esquema de integração é por particionamento explícito ('split-explicit'). As variáveis prognósticas são: temperatura do ar, umidade específica, componente zonal e meridional do vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, umidade e temperatura do solo e hidrometeoros das nuvens. Os processos físicos são tratados no modelo através de esquemas de parametrizações. As condições nas bordas laterais são fornecidas pelas previsões do modelo global. Essa versão modo climático permite estudos de diversos cenários de mudanças climáticas, baseado em FORTRAN 77, sua arquitetura está funcionando em vários sistemas de PC's inclusive, no Cluster da Cray/XE6.

Algumas modificações foram feitas no Eta para adaptá-lo para simulações de mudanças climáticas. A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foi derivada de médias mensais atualizadas diariamente através de interpolação linear do modelo (Chou et al, 2012). O período de integração das simulações são de 87600h (10 anos) contínuas, período mínimo para observar processos sazonais (Joussaume,1999), com saídas a cada 6 h. As condições

iniciais e nas bordas laterais são fornecidas pelo modelo global MCGA-CPTEC/INPE. As variáveis de entrada são: altura geopotencial, umidade específica, componentes do vento U e V; em todos os níveis, pressão a superfície, pressão ao nível médio do mar, temperatura na superfície e umidade no solo. As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos são calculadas a cada hora de integração. As distribuições de dióxido de carbono, ozônio, e do albedo iniciais são retiradas da climatologia.

Para a simulação controle do modelo regional Eta (0k), os resultados foram comparados com os dados Merra e CRU (média de 10 anos) para o campo de precipitação, com propósito de validar as simulações, comparando-as com os dados do presente. Os dados The Climate Research Unit (CRU) (Mitchell et al. 2004), são dados de precipitação com resolução de $0.5 \times 0.5^\circ$ que foram comparados com os do modelo regional Eta sobre o continente. The Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) (Rienecker et al., 2011) são dados de reanálise da última geração (1979-atual) pertencente à NASA. O MERRA possui uma resolução espacial de $0.5 \times 0.5^\circ$. Esses dados foram usados para validar o modelo regional Eta no campo de precipitação também sobre o oceano.

Foram realizadas simulações de 10 anos contínuos para o período do HM, a partir das modificações dos parâmetros orbitais do modelo Eta (6K). Essa simulação foram comparada com a simulação do clima presente (0K), para verificar as diferenças entre o clima presente e o HM, e com proxies para validar o modelo Eta 6K.

3.3 Modelo Paleoclimático Regional

De posse dos conjuntos de simulações presente e paleoclimáticos (modelo global (Berger 0k, Berger 6k) e regional (Eta 0k e Eta 6k)), foram analisados e comparados os ciclos anuais da radiação de onda curta (ROC) no topo da atmosfera, verificar-se as variações na quantidade e distribuição da ROC devido à mudança dos parâmetros orbitais. As médias sazonais para os períodos de DJF, MAM, JJA e SON da temperatura, precipitação, radiação de onda longa e circulação em baixos e altos níveis foram analisadas.

A ideia foi verificar os padrões de grade e mesoescala associados à Circulação Atmosférica durante o HM e o clima presente utilizando as simulações regional (Eta 0k e Eta 6k). Em seguida, são discutidas as diferenças entre os períodos e as simulações comparadas

com indícios paleoclimáticos sobre o Brasil, a fim de observar como diferentes modelos captam as mudanças climáticas devidas às variações no ciclo sazonal da insolação. A escolha das regiões foi baseada na existência de indicadores paleoclimáticos para essas áreas, o que facilitará a análise das mudanças ocorridas no período do HM.

O resumo dos experimentos e dos parâmetros orbitais, calculados segundo Berger (1978), correspondentes ao período do HM são descritos nas Tabela 3 e Fonte: Autor, 2013.

Tabela 4, respectivamente.

Tabela 3 – Descrição das Simulações.

Experimento/ Modelo	Descrição	Tempo de simulação	Dados de entrada	Parâmetros Orbitais
Model 0k / MCGA- CPTEC/INPE	Sem alteração no modelo MCGA-CPTEC/INPE para o presente	40 anos	NCEP/NCAR	Presente descritos no MCGA- CPTEC/INPE
Berger 0k / MCGA- CPTEC/INPE	Ativa Parametrização Berger no modelo MCGA-CPTEC/INPE usando os parâmetros para o presente	40 anos	NCEP/NCAR	Presente calculados segundo Berger (1978)
Berger 6k / MCGA- CPTEC/INPE	Ativa Parametrização Berger no modelo MCGA-CPTEC/INPE para 6k	40 anos	NCEP/NCAR	Passado (Berger, 1978)
Eta 0k / Eta	Sem alteração no modelo Eta para o presente	10 anos	Berger 0k	Presente Eta
Eta 6k / Eta	Ativa Parametrização Berger no modelo Eta para 6k	10 anos	Berger 6k	Passado (Berger, 1978)

Fonte: Autor, 2013.

Tabela 4 – Descrição dos parâmetros orbitais usados nas simulações, para ambos modelos.

Parâmetros Orbitais	Holoceno Médio, 6k	Presente, 0k
Obliquidade	24,105	23,446
Excentricidade	0,018682	0,016724
Precessão dos Equinócios	0,87	102,04

Fonte: Autor, 2013.

3.4 Significância Estatística

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

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

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

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1}} \quad (3)$$

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

Nos experimentos ($N_1 = N_2 = 10$ anos de integração do modelo Eta), os valores de t para níveis de teste de 5%, são para testes bilaterais 2.1003, ($N_1 + N_2 - 2 = 18$ graus de liberdade).

4 RESULTADOS

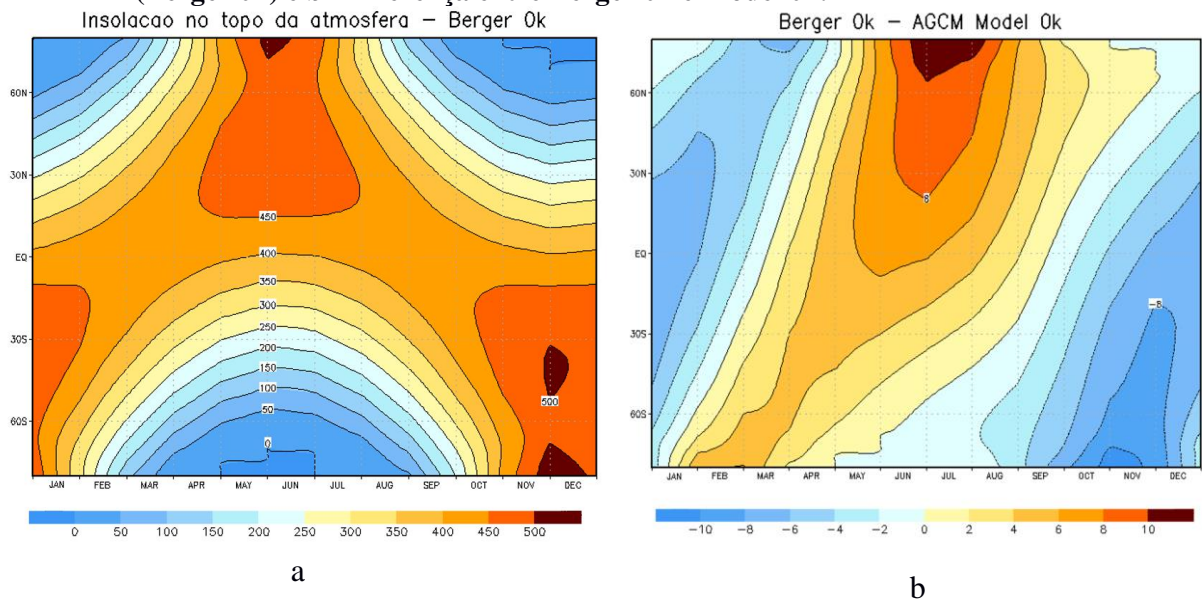
Este tópico está organizado em duas seções, onde na primeira é exposta uma análise da parametrização de Berger implementada nos modelos MCGA-CPTEC/INPE e Eta analisando períodos sazonais das simulações de cada modelo para o clima presente em comparação ao clima observado com o objetivo de validar os modelos. Na segunda seção, são apresentadas as diferenças entre o HM e o clima presente ambos simulados pelo modelo, bem como as comparações com indicadores de registros paleoclimáticos.

4.1 Modelo MCGA-CPTEC Berger

4.1.1 Insolação no topo da atmosfera

A implementação da parametrização Berger no modelo MCGA-CPTEC/INPE foi inicialmente comparada com a simulação controle para que a mudança dos parâmetros orbitais seja inicialmente testada, para o tempo presente. Foram feitos testes da insolação no topo da atmosfera para identificar quais foram as mudanças acarretadas quando mudar para o tempo passado. Na Figura 3 observa-se o ciclo anual da quantidade de radiação de ondas curtas (ROC), que chega no topo da atmosfera na Berger para o ano 0k (Berger 0k), que representa o ano 1950 nos parâmetros orbitais.

Figura 3 - Radiação de onda curta ($W.m^{-2}$) no topo da atmosfera a - parametrização Berger (Berger 0k) e b - Diferença entre Berger 0k e Model 0k.



Fonte: Autor, 2013.

A Figura 3a mostra radiação de onda curta (ROC), que chega ao topo da atmosfera utilizando os parâmetro de Berger 0k. A nova parametrização de Berger calcula, satisfatoriamente, a distribuição da radiação que chega no topo da atmosfera presente, apresentando uma diferença de até 5% do ciclo anual entre Berger 0k e Model 0k, que representa até $10W/m^2$ Figura 3b. A maior diferença ($10W/m^2$) encontra-se nos polos no período do periélio e no afélio, a diferença se dá principalmente quando a insolação é calculada com a nova parametrização de Berger; portando, durante o verão boreal chega mais radiação na parametrização Berger 0k e oposto durante o verão austral, assim diminuindo o contraste térmico entre oceano e continente no hemisfério sul, deixando termicamente o hemisfério sul mais frio e diminuindo a intensidade de atuação de alguns fenômenos durante o verão, como mostra detalhado a seguir. Em resumo apresenta contraste sazonal na qual é intensificado no HN e desintensificando no HS.

4.1.2 Precipitação e Temperatura do Ar

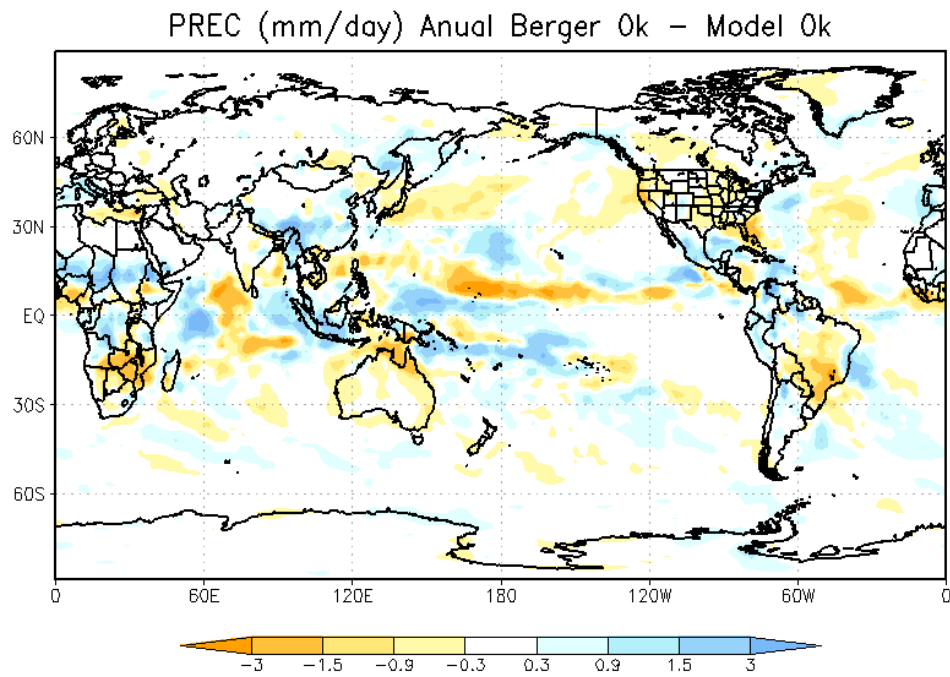
Foram geradas médias anuais dos 30 anos, a partir dos experimentos com a rodada Berger 0k e Model 0k, posteriormente, calculadas a diferença para observar o impacto sobre precipitação e temperatura do ar próximo à superfície (Figura 4 a e b).

Na Figura 4a, observa-se a diferença da Precipitação entre Berger 0k e Model 0k, e em média a precipitação diminui até 3 mm/dia em algumas regiões continentais (América do Sul, América do Norte, Austrália e sul da África) e em torno de toda região da ZCIT. No norte da África (região do Sahel), Sudeste Asiático verifica-se um aumento de até 3mm/dia na precipitação. Na América do Sul a diminuição da precipitação está localizada na região da ZCAS e da passagem de sistemas frontais. Também, observa-se, a parte sul litorânea do Nordeste, um aumento de 0,9mm/dia na taxa de precipitação e nas demais áreas do Nordeste apresenta uma diminuição de 1,5mm/dia.

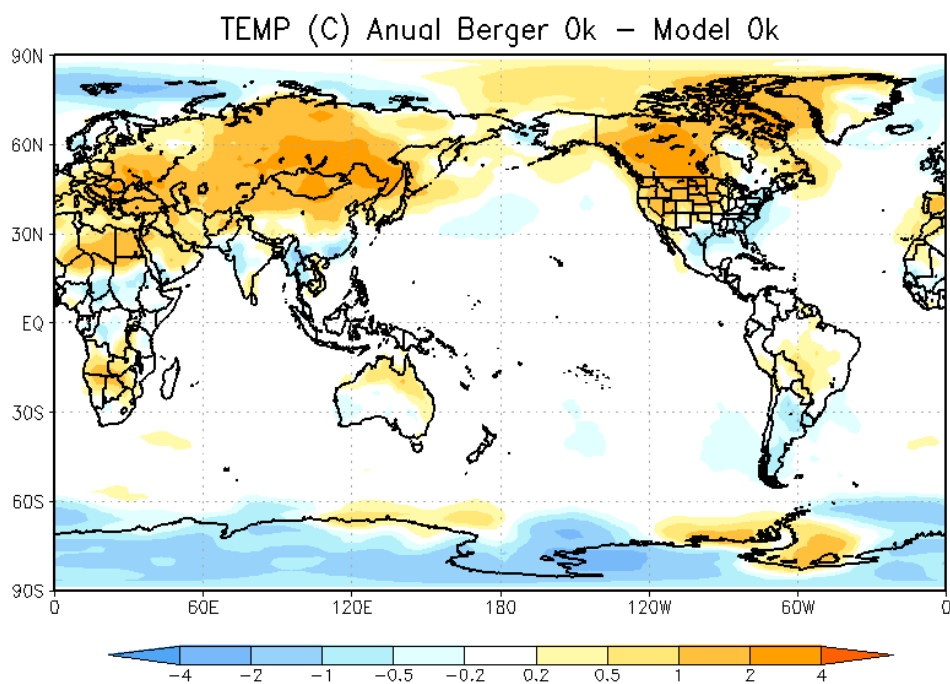
Na variável de temperatura do ar, as mudanças foram mais significativas nas regiões continentais acima do 30° S e 30° N (Figura 4b). No hemisfério norte mais ROC chegou durante o verão boreal, conseqüentemente, apresentou uma diferença de até 4°C no campo de temperatura. Oposto, foi encontrado no hemisfério sul, quando no verão austral menos ROC chegou resultando em uma diferença de -4 °C próximo à superfície. Essas variações foram observadas, principalmente, onde há presença de continente. Pois, há uma resposta mais rápida aos efeitos da radiação.

Para a América do sul observa-se que a mudança mínima no ROC no topo da atmosfera influenciou as tendências na diminuição da precipitação, em toda a região da ZCIT, na região central e sul do Brasil e um aumento na costa oeste da América do sul. Para a temperatura, ocasionou um resfriamento na região 30° S 90° S e um aquecimento na região continental entre 30° N 90° N e inverte entre 0° 30° S e 0° 30° N. Embora essas mudanças sejam menos de 5% pode-se ter uma noção da influência direta da radiação em modelos globais. Sugerindo que essa alteração proposta na parametrização de Berger não foi suficiente para modificar o clima, embora tenha sido encontrada variação na precipitação até 3 mm/dia e temperatura até 4 °C anuais consideráveis, mas está dentro do erro comparado com os dados observados que observa-se a seguir.

Figura 4 – Diferenças para o campo de precipitação (a) e temperatura (b) entre as simulações Berger 0k e Model 0k.



a



b

Fonte: Autor, 2013.

4.1.3 Médias zonais

Uma perspectiva da precisão dos modelos climatológicos foi dada por uma estatística média zonal. O resultado da alteração da nova parametrização é mostrado na Figura 5 para médias sazonais DJF e JJA comparado com os dados observados do NCEP-NCAR. E, de modo geral, não se verificou diferenças significativas dos valores para médias zonais entre Berger 0k e Model 0k, por isso somente a curva de Berger 0k é analisada

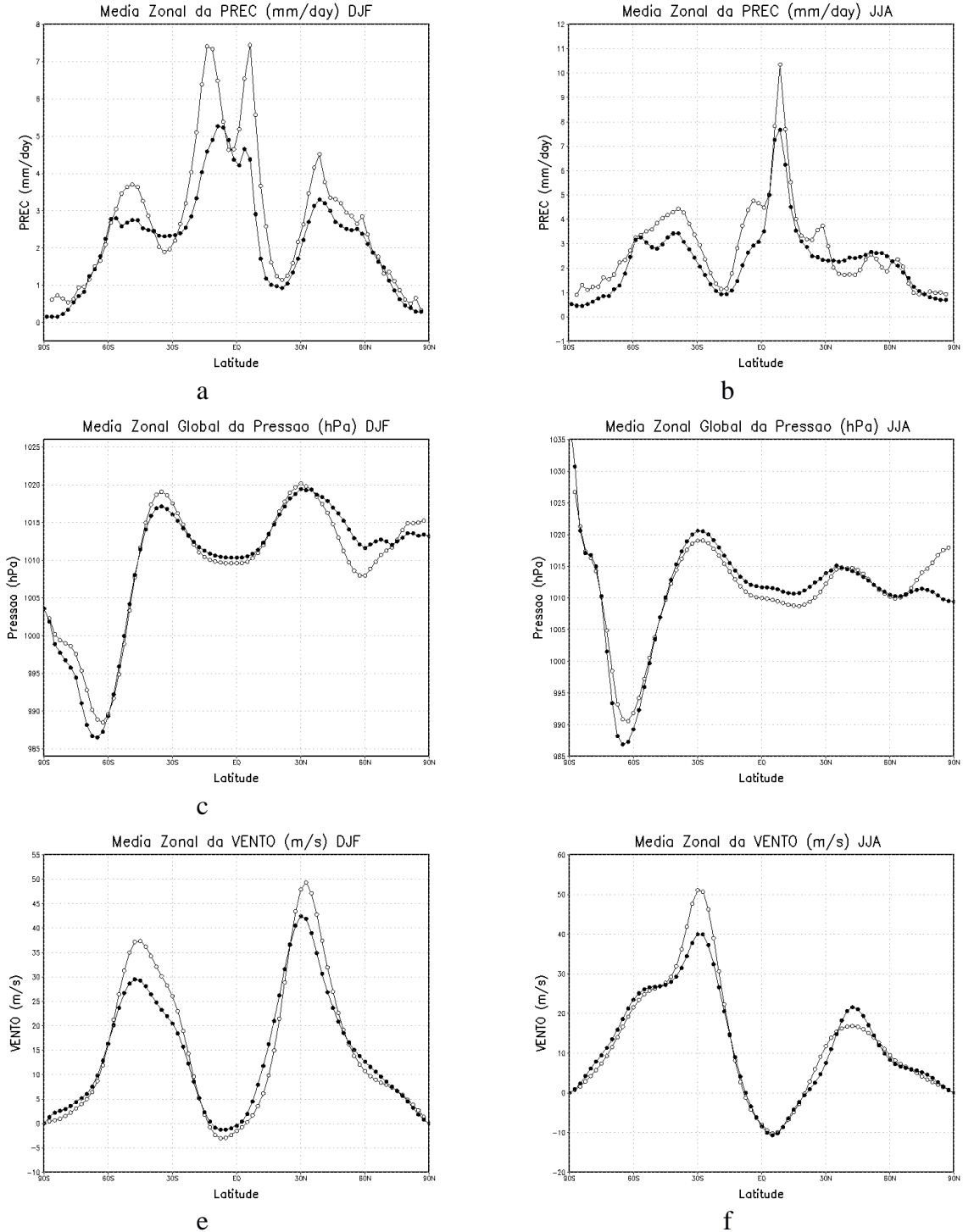
Na Figura 5a e b, média zonal da precipitação modelada e observada, verifica-se que em geral o modelo captura a variação da precipitação, os máximos e mínimos, e características importantes, como a dupla máxima na região tropical e nas tempestades encontradas em ambos os hemisférios conhecidas como “storm-track”. Apesar de superestimar os valores observados, em DJF. Em JJA (Figura 4b) a precipitação modelada se aproxima dos valores observados no máximo tropical e nos “storm-track” em ambos os hemisférios.

No campo da média zonal da pressão ao nível médio do mar, ilustrado na Figura 5 c e d, verifica-se que o modelo captura a variação média sazonal (verão/inverno) a partir do deslocamento das altas subtropicais no HS (HN) em 45° (30°) em DJF e em 30° (45°) em JJA. Na região equatorial, também se verifica que os dados simulados aproximam-se dos dados observados do NCEP-NCAR, bem como as regiões subtropicais em ambos os hemisférios independentemente da época. Maiores discrepâncias são observadas acima da latitude de 60°, principalmente no hemisfério norte em JJA.

O campo de vento zonal em 200 hPa é mostrado nas Figura 5 e e f para DJF e JJA, respectivamente. Nota-se que os dados simulados aproximam-se do real e que o modelo conseguiu capturar a variação zonal do vento em altos níveis, reproduzindo satisfatoriamente a intensidade exceto na região da corrente de jato, onde os valores são superestimados em ambos os períodos em comparação com NCEP-NCAR.

Esses valores encontrados aproximam-se de dados de outras simulações, tais como o próprio MCGA-CPTEC realizado por Cavalcanti et al. (2002), CCM3 (Hurrell et al. 1998), “The second Hadley Centre Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Model” (HadCM3; Johns et al, 1997) e ECMWF (Brankovic e Molteni 1997). Brankovic e Molteni (1997), apontaram que os dados observacionais do NCEP-NCAR contêm erros em altas latitudes do hemisfério sul, inter-relacionadas à falta de informação.

Figura 5 - Médias zonais da Precipitação: (a) DJF, (b) JJA; pressão: (c) DJF, (d) JJA; vento zonal em 200 hPa: (e) DJF, (f) JJA para a média sazonal do modelo MCGA-CPTEC/INPE e dados observados. Precipitação observada (mm/dia) do GPCP e pressão (hPa), campos de vento (m/s) são de origem do NCEP-NCAR. As linhas pontilhadas brancas representa o Berger 0k e as pontilhadas pretas são dados observados.



○—○ Berger 0k

●—● Dados Observados

Fonte: Autor, 2013.

4.1.4 Precipitação sazonais para América do Sul

A Figura 6 ilustra a climatologia sazonal da precipitação do MCGA-CPTEC/INPE para o clima do presente com a simulação de Berger 0k e a diferença entre os resultados da simulação e os dados do GPCP, sobre a América do Sul. O modelo do Berger 0k foi integrado por 40 anos. Os primeiros 10 anos de integração foram desprezados e os últimos 30 anos de simulação comparados com dados observados para o período de 1980 a 2010.

As principais características do ciclo sazonal de precipitação são bem representadas como, mostra a Figura 6 para a simulação Berger 0k comparando com o observado da reanálise NCEP-NCAR. Observa-se que com a nova parametrização de Berger, o modelo simula satisfatoriamente as principais características da precipitação sazonal do clima global, acompanhando o deslocamento da ZCIT em DJF e MAM para o sul e para o norte em JJA e SON. O modelo também posiciona corretamente as duas bandas de precipitação relacionados à zonas de convergência Intertropical (ZCIT) e do Atlântico Sul (ZCAS). Apesar da precipitação ser superestimada, na faixa leste Amazônica, é subestimada na região costa leste do NEB na qual existe uma influência da ZCIT. Na região da ZCAS a precipitação é subestimada na parte norte e apresentou uma boa representação na parte sul.

Regionalmente, verifica-se que a precipitação é superestimada na bacia Amazônica, principalmente na faixa central, no entanto, subestima na faixa oeste da Amazônica. No sul do nordeste do Brasil a precipitação é superestimada no primeiro semestre e subestima a precipitação sobre a região central e sudeste da América do Sul. Esses resultados são similares aos encontrados por Cavalcanti et al. (2002) ressaltando alguns áreas na América do Sul, precipitação excessiva sobre o Nordeste Brasileiro, e a deficiência de precipitação sobre a Amazônia.

A superestimação da precipitação sobre os Andes está relacionada com a deficiência da representação espectral na orografia. Esse erro é associado ao truncamento de orografia íngreme (Stern e Miyakoda,1995). Em JJA, quando a umidade é muito baixa sobre o centro da América do Sul, o modelo não produz precipitação intensa sobre a montanha.

Figura 6 - Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Berger 0k (esquerda) e diferença da precipitação simulada e observada GPCP(direita) para DJF, MAM, JJA, SON.
(Continua)

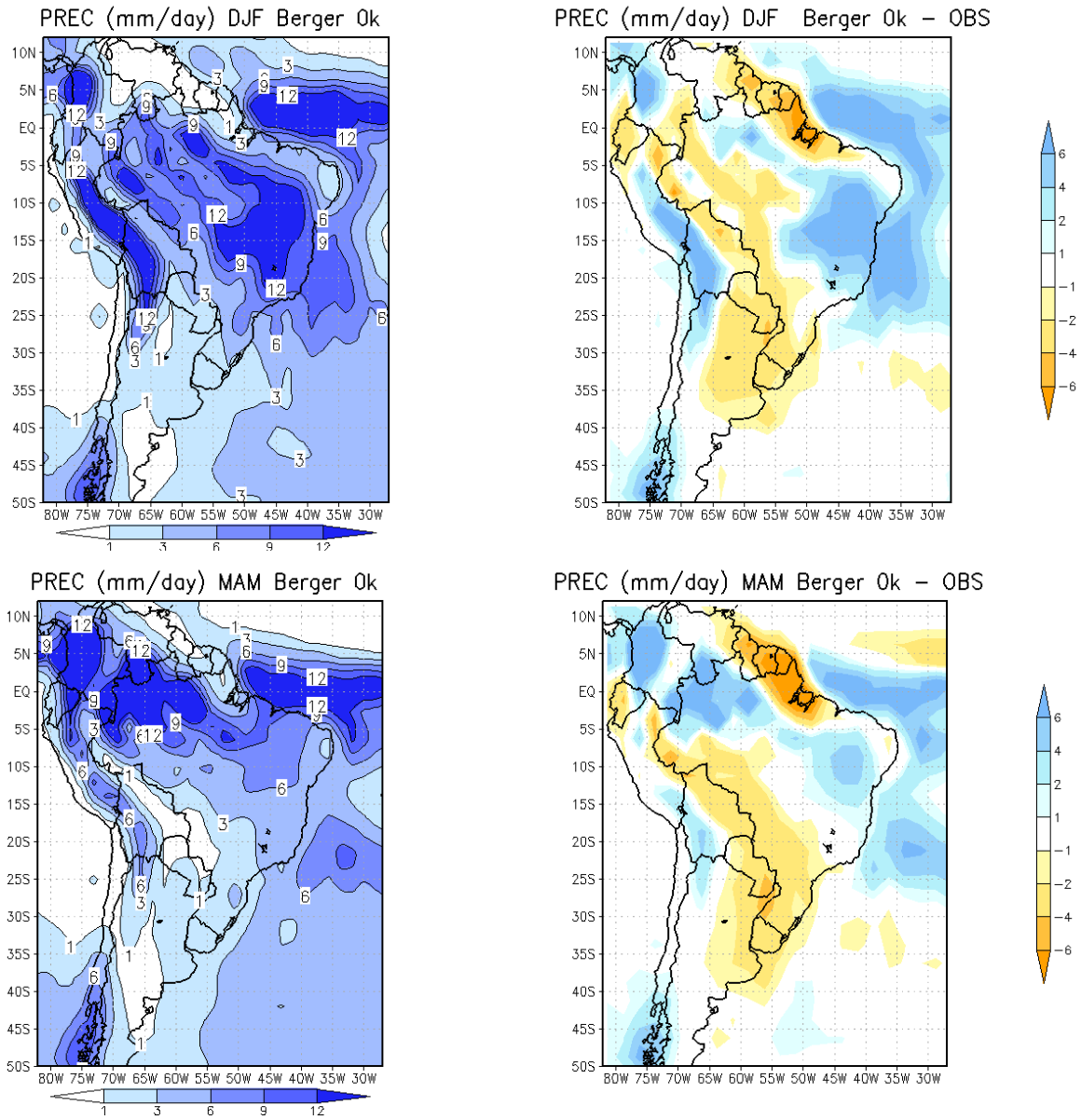
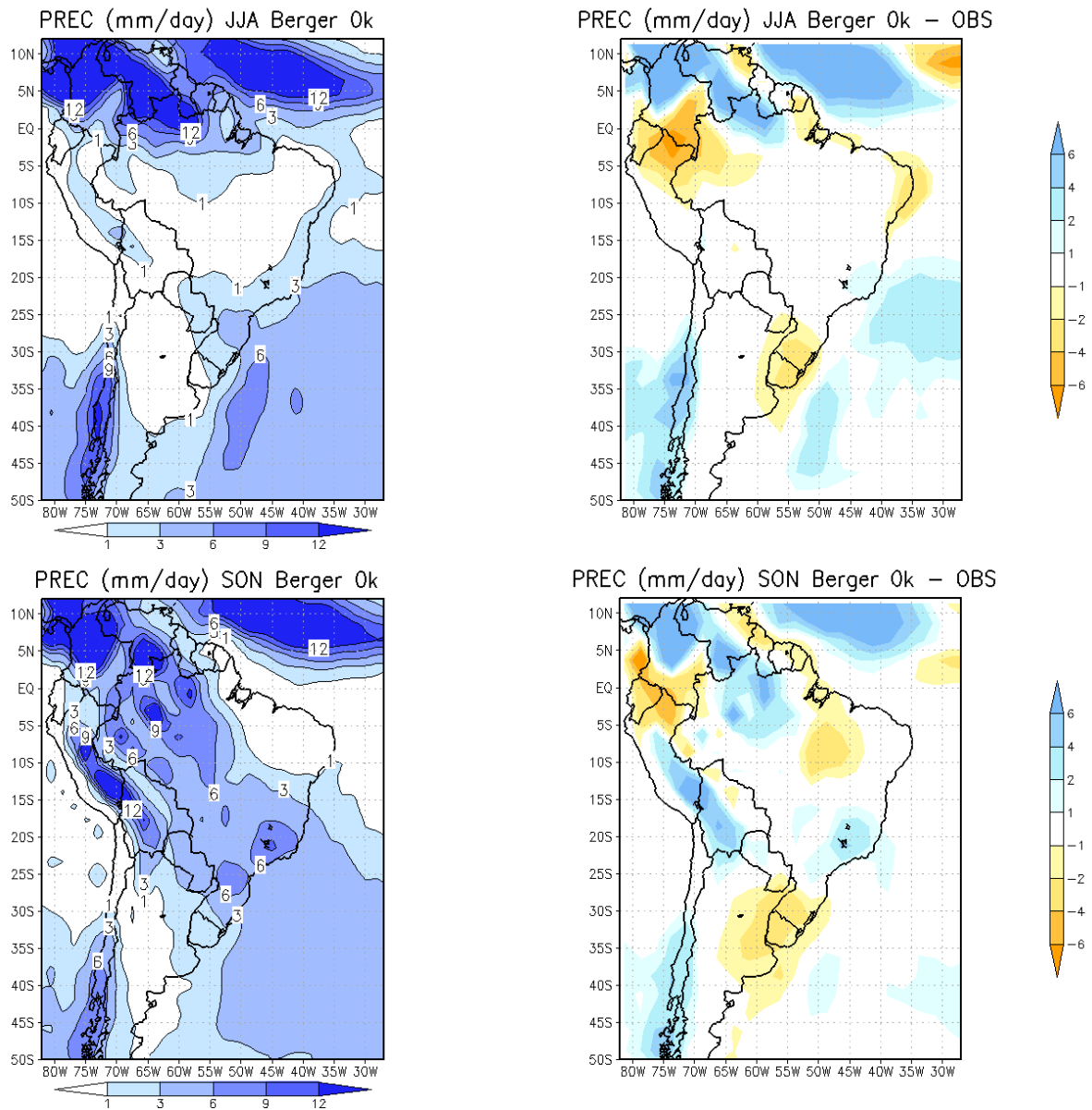


Figura 6 - Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Berger 0k (esquerda) e diferença da precipitação simulada e observada GPCP(direita) para DJF, MAM, JJA, SON.
(Conclusão)



4.2 Modelo Eta 0k

4.2.1 Precipitação sazonais

A Figura 7 ilustra a climatologia sazonal da precipitação do modelo Eta para o clima do presente usando a simulação Eta 0k (20km de resolução), e a diferença entre os dados

simulados e observados com resolução de 50km (Eta 0K menos MERRA e Eta 0K menos CRU), com ênfase sobre a América do Sul. O modelo do Eta 0k foi integrado por 10 anos contínuos, e os resultados comparados com dados observados para o período de 1980 a 1990.

As principais características do ciclo sazonal de precipitação são bem representadas na escala regional, como mostra a Figura 7. Comparado ao modelo global observa-se uma melhora nos resultados com a utilização do modelo Eta, o qual simula satisfatoriamente as principais características da precipitação sazonal do clima regional.

A Figura 7 mostra o deslocamento da ZCIT em DJF e MAM para o sul e para o norte em JJA e SON, bem representado pelo modelo, porém subestimando valores a oeste da ZCIT, próximos ao continente. O modelo mostra corretamente a precipitação relacionada à zona de convergência Atlântico Sul (ZCAS), representada satisfatoriamente nos dados CRU. Verifica-se também, que na região Norte da América do sul estendendo-se até o Nordeste Brasileiro, uma subestimação de precipitação, que também foi verificado no modelo global Berger 0k. Houve uma melhora na representação da precipitação sobre os Andes comparado com o modelo Global, devido ao uso da coordenada Eta e da melhor resolução com o uso do modelo regional “dowlascling” (Marengo et al 2012).

Figura 7 – Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Eta 0k mm/dia (esquerda) e diferença entre Eta 0K e dados observado do Merra (coluna do meio) e CRU (coluna direita) para DJF, MAM, JJA, SON.

(Continua)

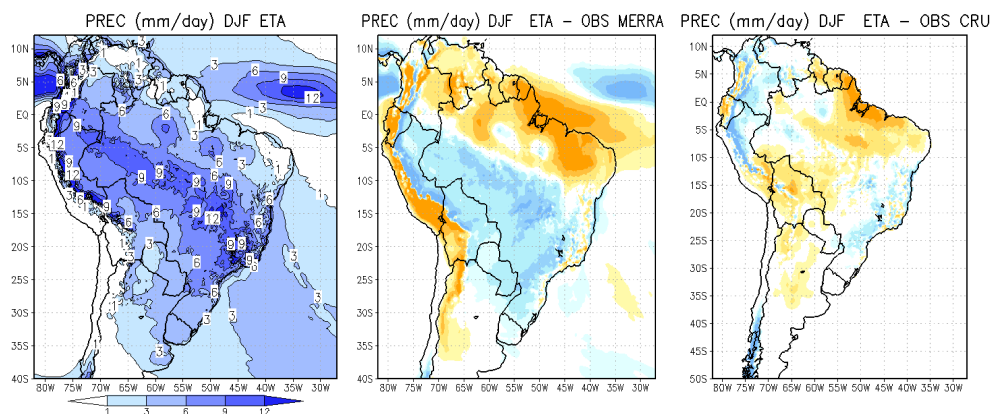
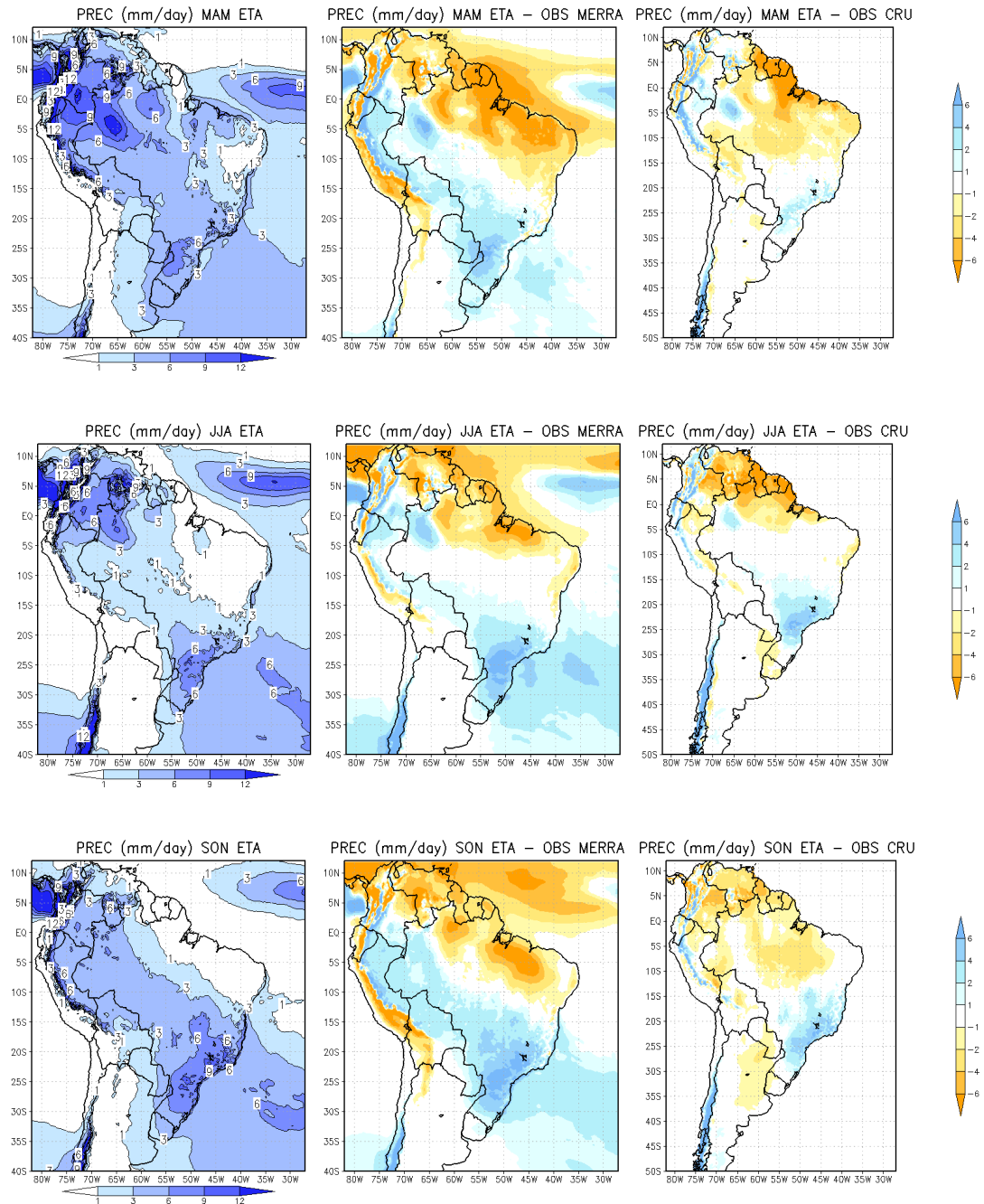


Figura 7 – Precipitação média sazonal simulada pelo modelo Eta 0k mm/dia (esquerda) e diferença entre Eta 0K e dados observado do Merra (coluna do meio) e CRU (coluna direita) para DJF, MAM, JJA, SON.

(Conclusão)



Fonte: Autor, 2013.

Nesse sentido, a partir das comparações realizadas, a partir do cálculo dos parâmetros orbitais usando a parametrização de Berger, verifica-se que essa parametrização pode ser usada para simular o clima presente.

4.3 Modelo Paleoclimático Regional Eta

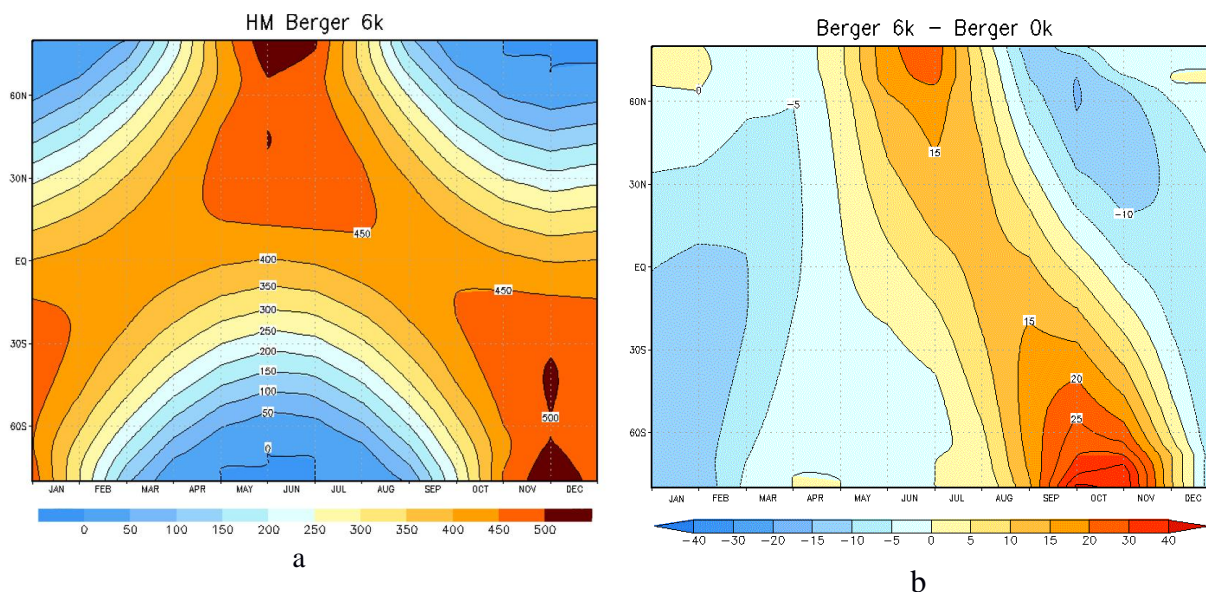
4.3.1 Variação Orbital

A Figura 8 mostra a quantidade de radiação de onda curta (ROC) que chega ao topo da atmosfera no clima do HM (Berger 6k - Figura 8a) e a diferença do ciclo anual da quantidade ROC entre o período do HM e clima presente (Berger 6k - Berger 0k, Figura 8b).

No campo da diferença observa-se que durante o Holoceno Médio a quantidade de radiação no topo da atmosfera foi diferente comparado com o presente, devido à mudança dos parâmetros orbitais. Durante o HM o Hemisfério Norte estava mais próximo do Sol no verão enquanto que o Hemisfério Sul estava mais distante, comparado as condições atuais. Como resultado, mais radiação de onda curta chegou entre maio e novembro e menos entre dezembro e abril, entre 0° e 30°S, desintensificando o ciclo sazonal da insolação nos trópicos do Hemisfério Sul. Destaca-se o máximo de insolação durante o HM, no período da primavera (SON) entre 30°S e 90°S. Esse resultado estão de acordo com Silva Dias et al. (2009).

Entre junho e agosto (JJA) no Hemisfério Norte do HM, a insolação média aumentou até 20 W.m⁻², para hemisfério Sul, entre Setembro e Dezembro, a insolação média chegou até 20 W.m⁻². Para os meses entre Dezembro a Maio (DJF e MAM), a insolação média teve um decréscimo 10 W.m⁻², em ambos Hemisférios. Resultados similares a Radiação de onda curta (ROC) que chega ao topo da atmosfera encontrados também por Berger (1978), Joussaume (1997), Vettoretti (1998), De Melo(2008), Melo e Marengo (2008). Varma, et al. (2012).

Figura 8 - Radiação de onda curta ($W.m^{-2}$) média zonal no topo da atmosfera a - Parametrização Berger para HM (Berger 6k) e b - Diferença entre Berger 6k e Berger 0k.



Fonte: Autor, 2013.

4.3.2 Precipitação para o HM

A Figura 9 mostra a precipitação média sazonal durante o HM e o campo da diferença da precipitação média sazonal entre o HM e o presente (Eta 6k – Eta 0k), para as quatro estações do ano, DJF (verão), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera).

Os resultados sugerem que durante o HM o Nordeste brasileiro encontrava-se mais úmido até 3 mm/dia em algumas regiões, exceto nos meses de MAM que apresentou diferenças negativas em algumas regiões ao norte e oeste do Nordeste. A região Nordeste possui alta significância estatística pelo teste t de Student com 5% de erro.

Verifica-se ainda que a região Amazônica, parte central e sul, encontrava-se mais seca. No entanto, durante o ano é possível encontrar índice de anomalias positivas em algumas regiões ao norte e nordeste da Amazônia, para o período de DJF, MAM e SON. As quais podem ser atribuídas ao posicionamento da ZCIT, intensificando a atuação no local.

Na região sul do Brasil, durante o HM, o modelo sugere menos chuvas, principalmente no Rio Grande do Sul exceto nos meses de MAM quando simulou mais precipitação, com alta significância estatística para a região, a partir do teste t-Student.

Durante o Holoceno Médio há uma redução no transporte da umidade da bacia Amazônica para a região sudeste do Brasil (mostrado no tópico Análise da Circulação no HM), e conseqüentemente, influencia na formação e posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), causando uma redução da precipitação na posição atual da ZCAS, a anomalia (3 mm/dia) é significativa a níveis de teste inferiores a 5%, esse comportamento também explica a existência dessa região possuir menores precipitações no HM comparado aos dias atuais. Essa redução da precipitação pode ser devido a desintensificação da ZCIT da região norte, que reduz o transporte de umidade para a mesma deixando a região mais seca.

Essa redução da precipitação pode ser devida a desintensificação dos alísios do Nordeste em latitudes tropicais e conseqüentemente do escoamento de norte a leste dos Andes, durante o Holoceno Médio, que reduz o transporte da umidade da bacia Amazônica para a região central, sul e sudeste do Brasil, e conseqüentemente, influencia a formação e posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) resultados encontrados também por Dewes (2007) e Melo (2007).

Figura 9 - Precipitação média sazonal (mm/dia) para o HM (lado esquerdo) e diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.

(Continua)

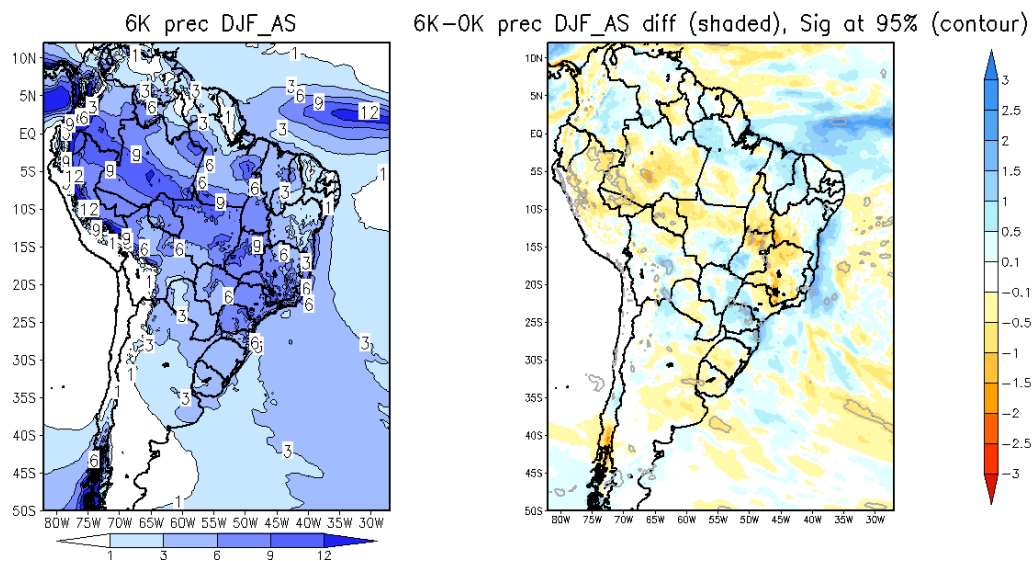


Figura 9 - Precipitação média sazonal (mm/dia) para o HM (lado esquerdo) e diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.

(Continua)

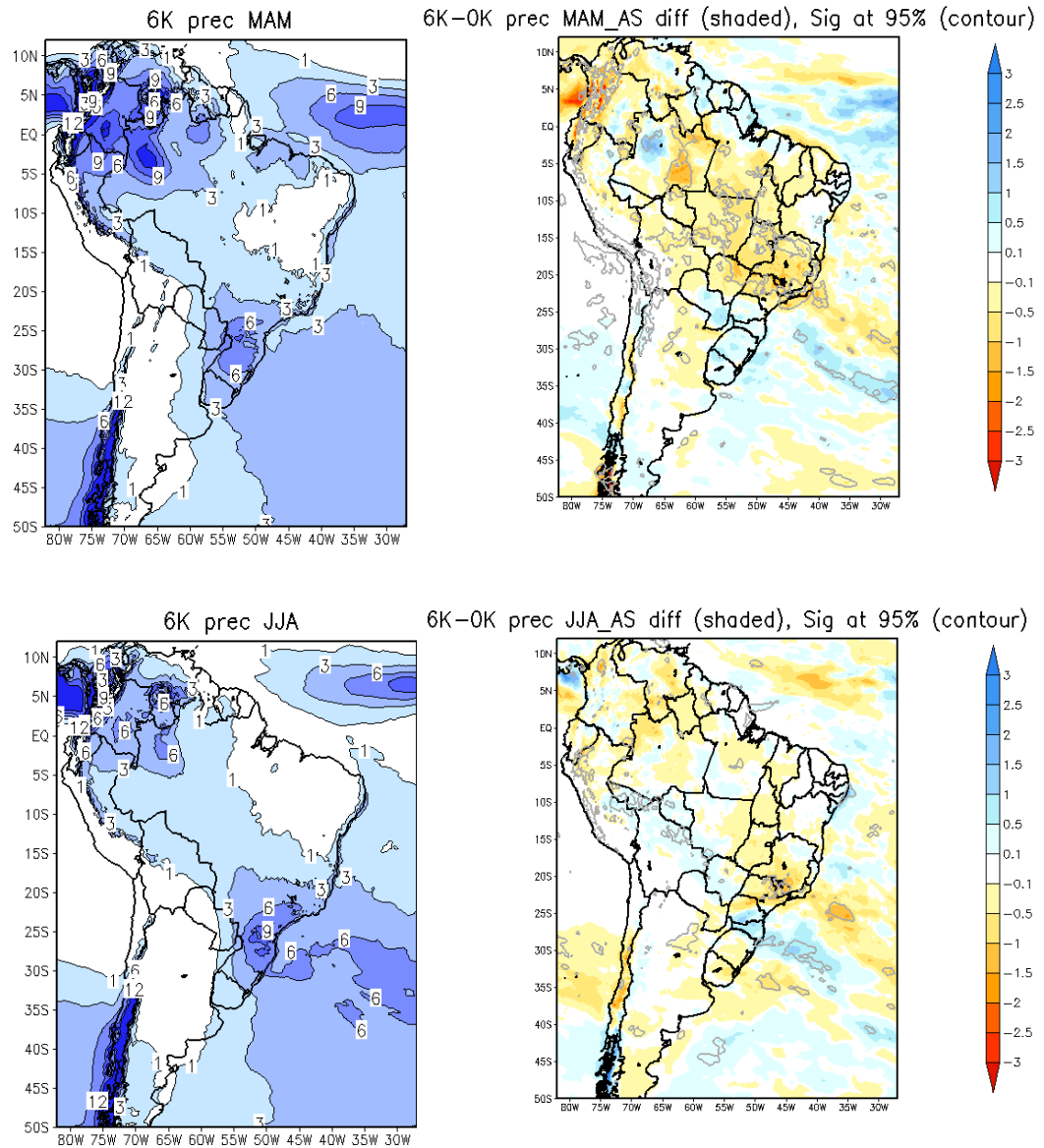
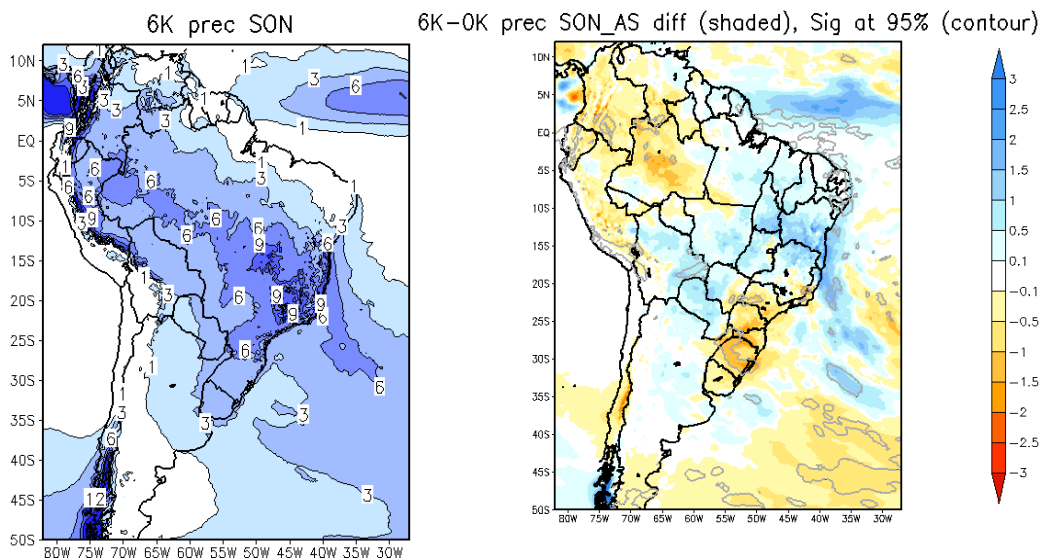


Figura 9 - Precipitação média sazonal (mm/dia) para o HM (lado esquerdo) e diferença da precipitação média sazonal, entre o período do Holoceno Médio e os dias de hoje (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.

(Conclusão)



Fonte: Autor, 2013.

4.3.3 Radiação de Onda Longa Emergente no HM

Essas características da precipitação durante o HM podem ser reforçadas a partir do campo de radiação de onda longa emergente (ROLE) (Figura 10) que sugere mínimo de radiação nas regiões de máxima precipitação como é o caso da região da ZCIT, ZCAS e região Amazônica.

A diferença da radiação de onda longa, entre os experimentos Eta 6k e Eta 0k, sugere como um todo, maior da ROLE durante o HM, principalmente na região da ZCAS, concordando com a redução da precipitação observada nos campos discutidos anteriormente, e uma diminuição nos meses de DJF, JJA e SON na região do nordeste do Brasil, representando mais nebulosidade para a região.

Figura 10 - Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal no período do HM (lado esquerdo) e diferença entre a ROLE média sazonal, entre o HM e os dias atuais (Eta 6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.

(Continua)

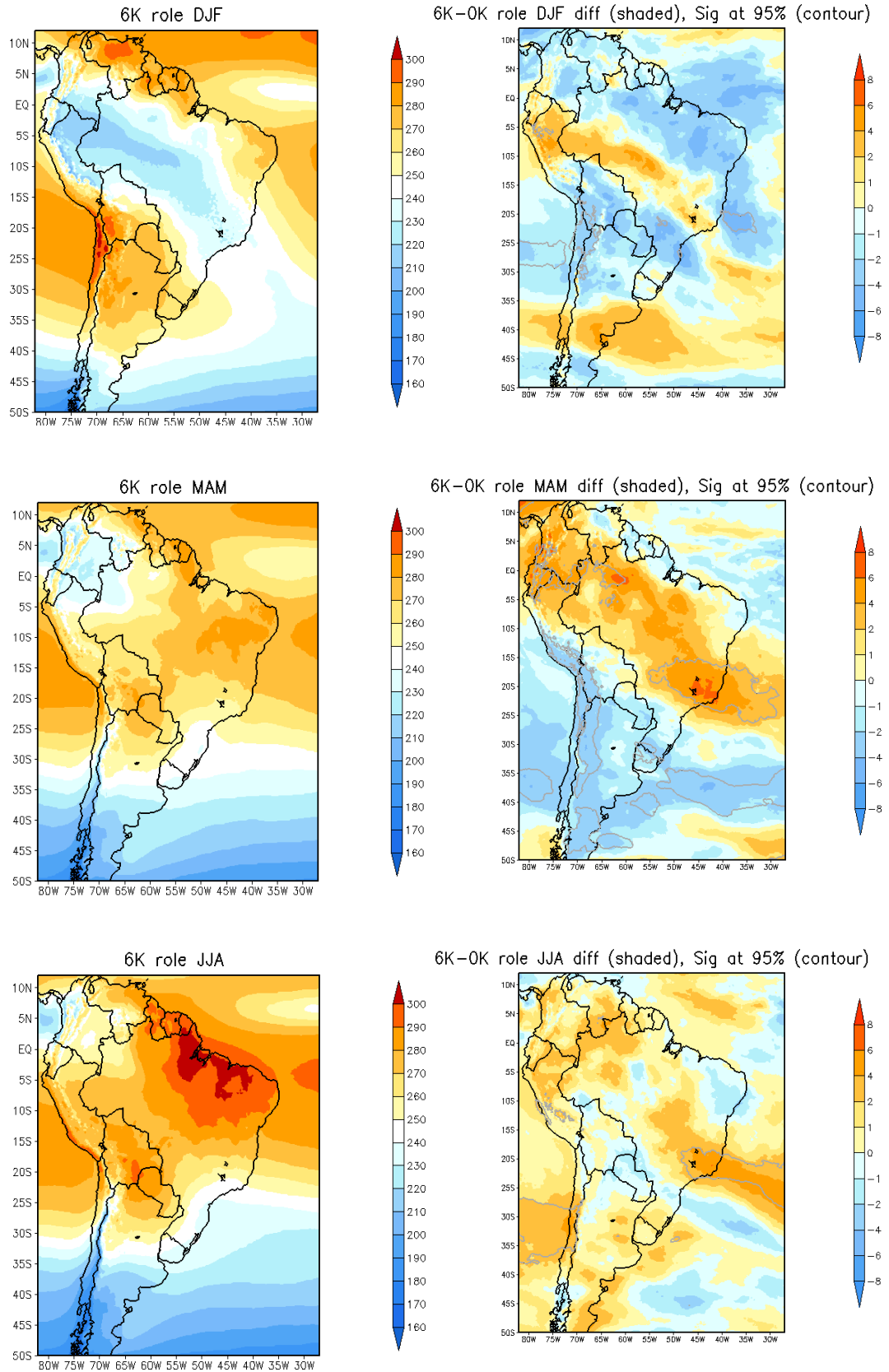
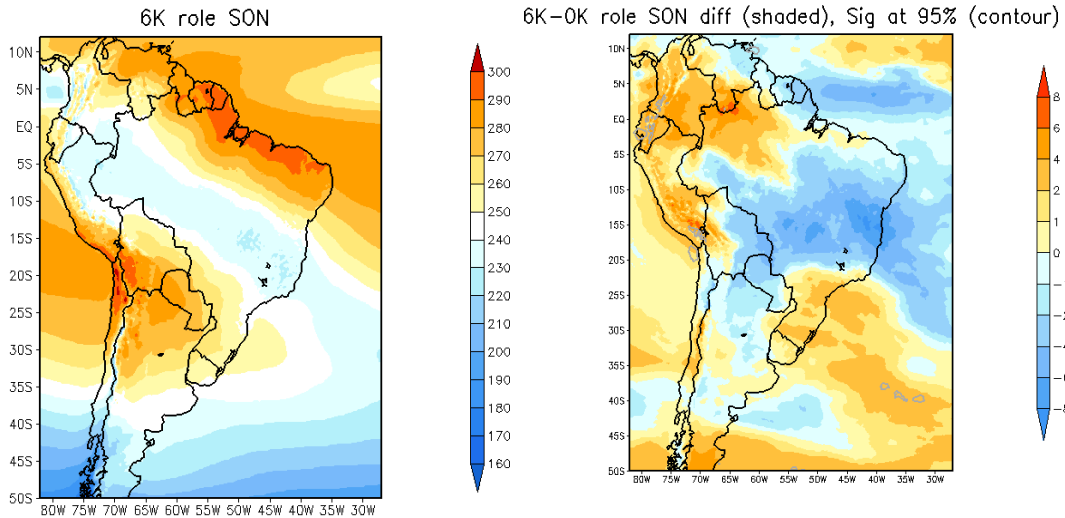


Figura 10 - Radiação de onda longa emergente ($W.m^{-2}$), média sazonal no período do HM (lado esquerdo) e diferença entre a ROLE média sazonal, entre o HM e os dias atuais (Eta 6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student.

(Conclusão)



Fonte: Autor, 2013.

4.3.4 Temperatura no HM

A Figura 11 ilustra o campo da temperatura média sazonal durante o HM e a diferença da temperatura entre o HM e os dias atuais (Eta 6k – Eta 0k), para as quatro estações do ano. O campo da diferença entre a temperatura média sazonal do Eta 6k e o Eta 0k, sugere que o clima no HM era mais frio que o atual, principalmente na região nordeste do Brasil, que apresentou diferenças negativas de até $0,8^{\circ}C$ e com alto índice de significância t-Student. A exceção de algumas regiões ao norte do nordeste que manteve a mesma temperatura.

O mesmo sinal foi encontrado sobre o centro oeste e sul do Brasil, onde há alta significância estatística (com anomalias negativas de até $0,8^{\circ}C$), exceto na região sul do Brasil no trimestre de SON com anomalias positivas de até $0,4^{\circ}C$.

O sudeste também apresentou-se mais frio no período do HM, comparado aos dias atuais, até $0,4^{\circ}C$. Com exceção do trimestre de JJA que apresenta anomalias positivas.

A região Amazônica apresenta um sinal de aquecimento para o HM, principalmente na região central, exceto nos meses de DJF que apresenta um resfriamento. Esse resfriamento é generalizado para toda América do Sul durante os meses de DJF chegando até $0.8^{\circ}C$ em

algumas regiões, e possuem alta significância estatística pelo teste t de Student (acima de 95%).

De forma geral, a simulação do HM usando o modelo Eta sugere menor gradiente térmico sobre a América do Sul, frio em quase toda a América do Sul exceto na região Amazônica e nas regiões sudeste e sul em determinados trimestres, reduzindo o gradiente meridional de temperatura, o que pode influenciar nos distúrbios transientes.

Figura 11 – Temperatura 2m média sazonal (°C) no período do HM (lado esquerdo) e Diferença da temperatura média sazonal, entre o HM e os dias atuais (ETA6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

(Continua)

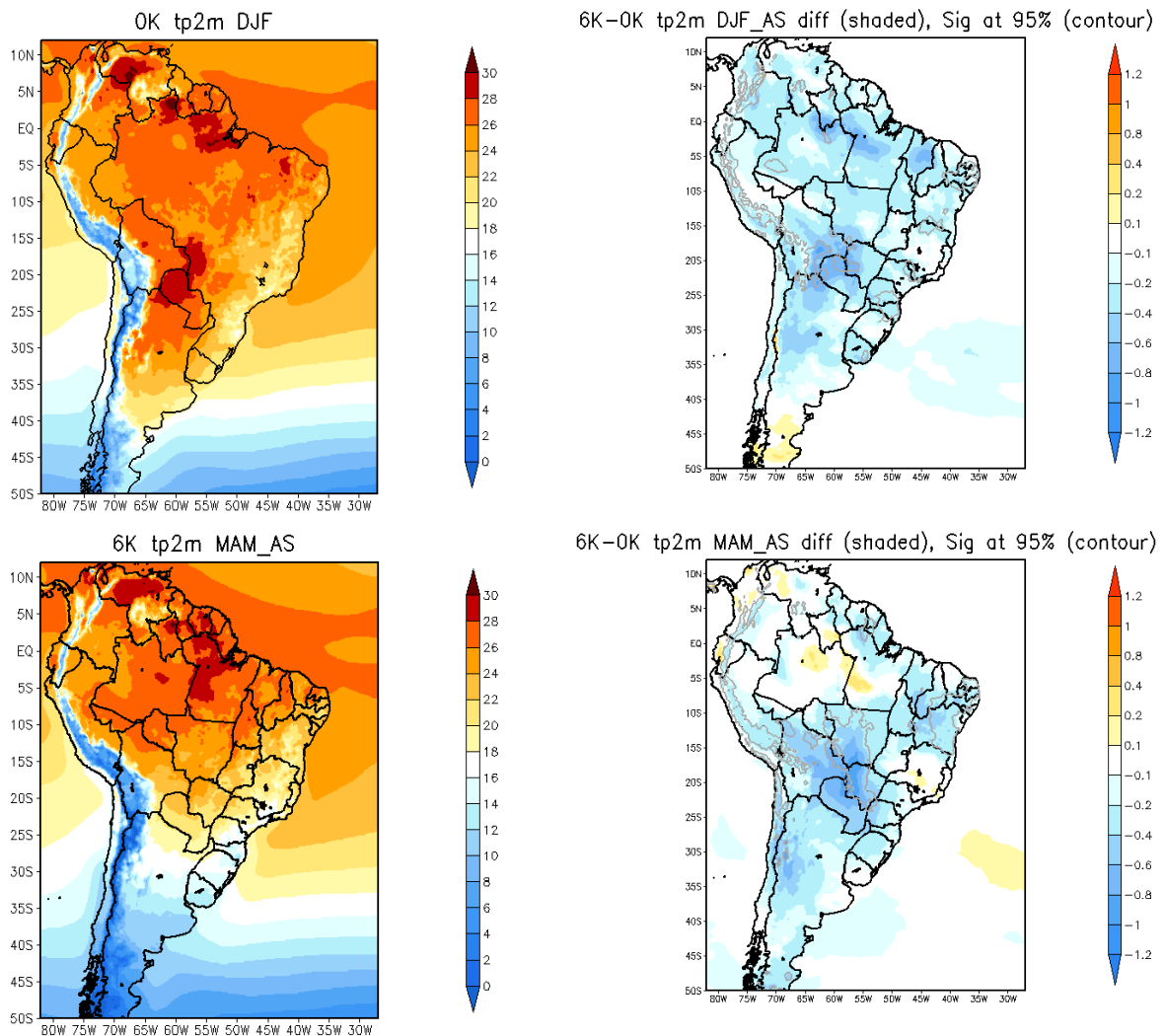
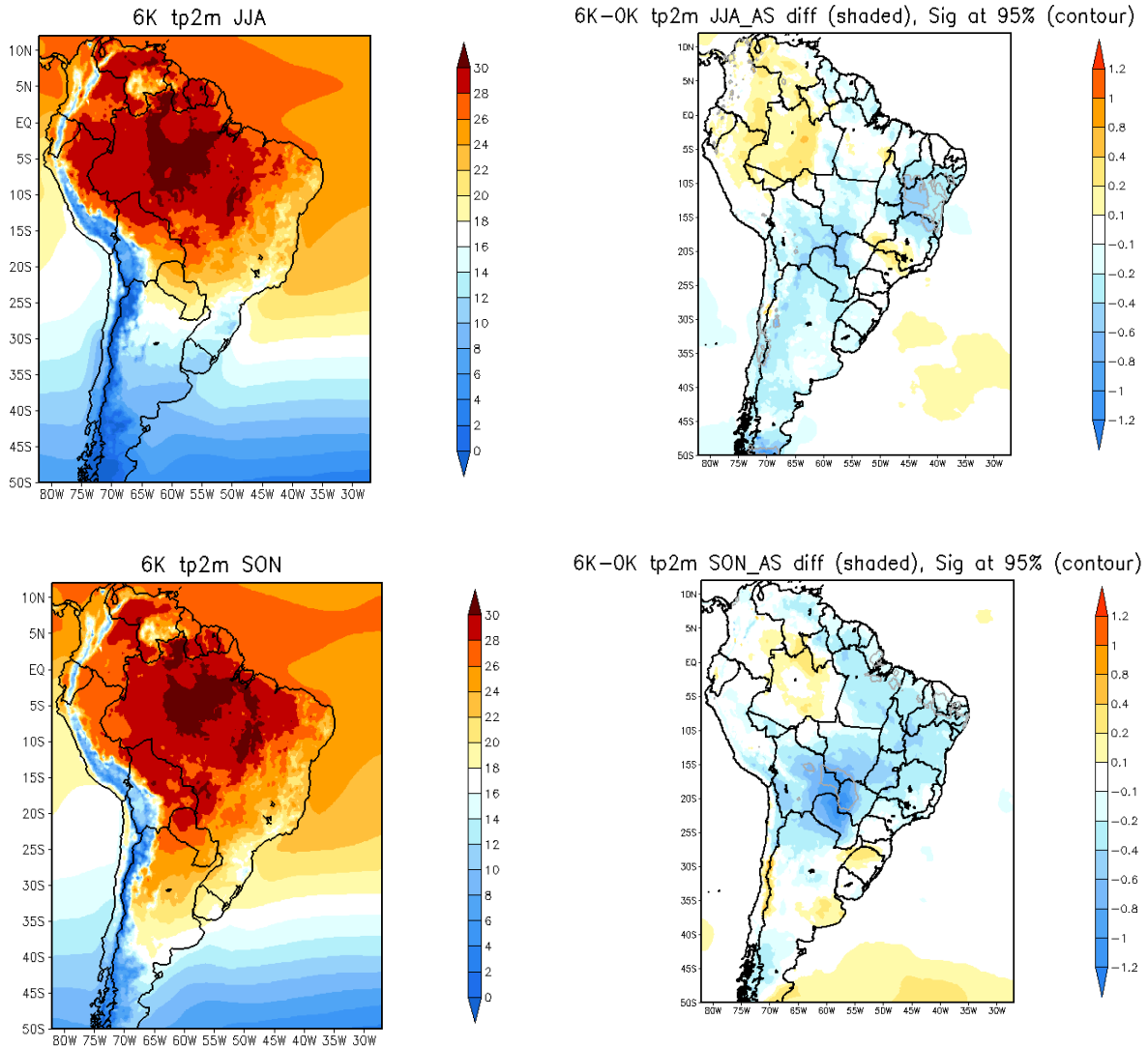


Figura 11 – Temperatura 2m média sazonal (°C) no período do HM (lado esquerdo) e Diferença da temperatura média sazonal, entre o HM e os dias atuais (ETA6k-Eta 0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

(Conclusão)



Fonte: Autor, 2013.

4.3.5 Circulação em baixos níveis no HM

A Figure 12 mostra o vetor vento médio sazonal em 850hPa, encontrando-se comportamento diferente durante o período do HM, destacando as maiores anomalia na região da Alta Subtropical da América do Sul (ASAS) que ocasionam uma entrada de ar fria em todo o continente. Algumas mudanças significativas podem ser observadas como durante os trimestre:

I. Durante o DJF:

Intensificação dos ventos alísios de nordeste o que pode explicar o deslocamento mais para o sul da ZCIT atingindo em média 2° S, influenciou o aumento da precipitação na região do Nordeste Brasileiro durante o HM; uma diminuição da convergência dos ventos sobre a região sul da Amazônia, Reduziu a precipitação nessa região durante o HM; uma possível diminuição do transporte de umidade da Bacia Amazônica para a região central, sul e sudeste do Brasil, influenciou a formação e posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) causando uma redução da precipitação nessa região.

II. Durante MAM:

Destaca-se uma zona de transição na ZCIT enfraquecendo por causa dos alísios; uma circulação mais zonal em 20° S, aumentou a precipitação na região sul do Brasil durante esse trimestre e aumentando a entrada de ar frio no sul e centro-oeste do Brasil, atingindo anomalia de até -1° C para o HM.

III. Durante JJA:

Desintensificação de toda circulação em baixos níveis, destacando desintensificação dos ventos alísios de nordeste o que pode explicar o deslocamento mais para o norte da ZCIT com alta significância de 95% e diminuição da convergência dos ventos sobre a região Amazônica,

IV. Durante SON:

Houve pouca diferença na circulação em baixos níveis, exceto um enfraquecimento da circulação do jato de baixos níveis em torno de 20° S, ocasionando diferença negativa na região do sul do HM.

Figure 12 - Vento médio sazonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) no período do HM (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre o HM e os dias atuais (Eta6k-Eta0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

(Continua)

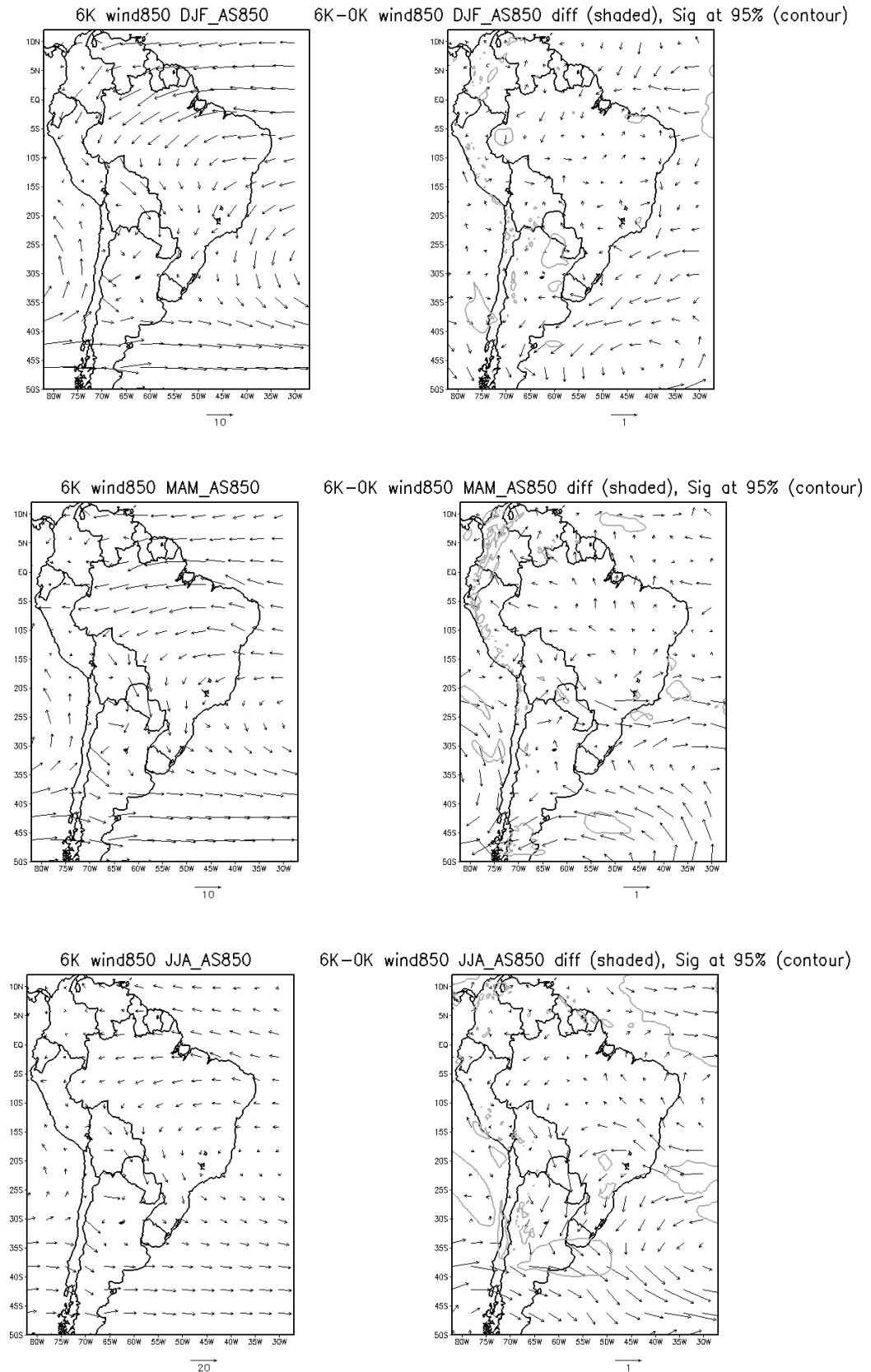
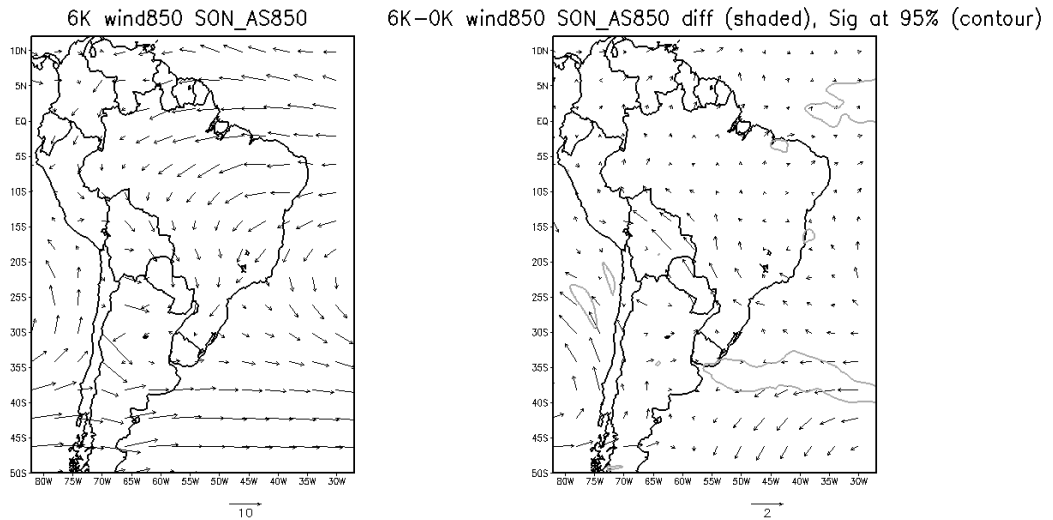


Figura 12 -Vento médio sazonal ($m.s^{-1}$) no período do HM (lado esquerdo) e diferença vento médio sazonal no nível de 850 hPa, entre o HM e os dias atuais (Eta6k-Eta0k) (lado direito). Áreas circuladas indicam alta significância estatística pelo teste t-Student. a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

(Conclusão)



Fonte: Autor, 2013.

Em resumo o fluxo de norte, a leste dos Andes, que que transporta umidade da região Amazônica para a parte central e sudeste do Brasil, é menos intenso no HM, Mesmo que os ventos dessa região sejam mais fortes, o conteúdo de umidade é mais baixo, causando uma redução do fluxo da região Amazônica devido ao enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste, contribuindo para uma redução da precipitação nessa região. Resultados também foram encontrado por Melo e Maringulo (2008).

4.4 Índícios Paleoclimáticos

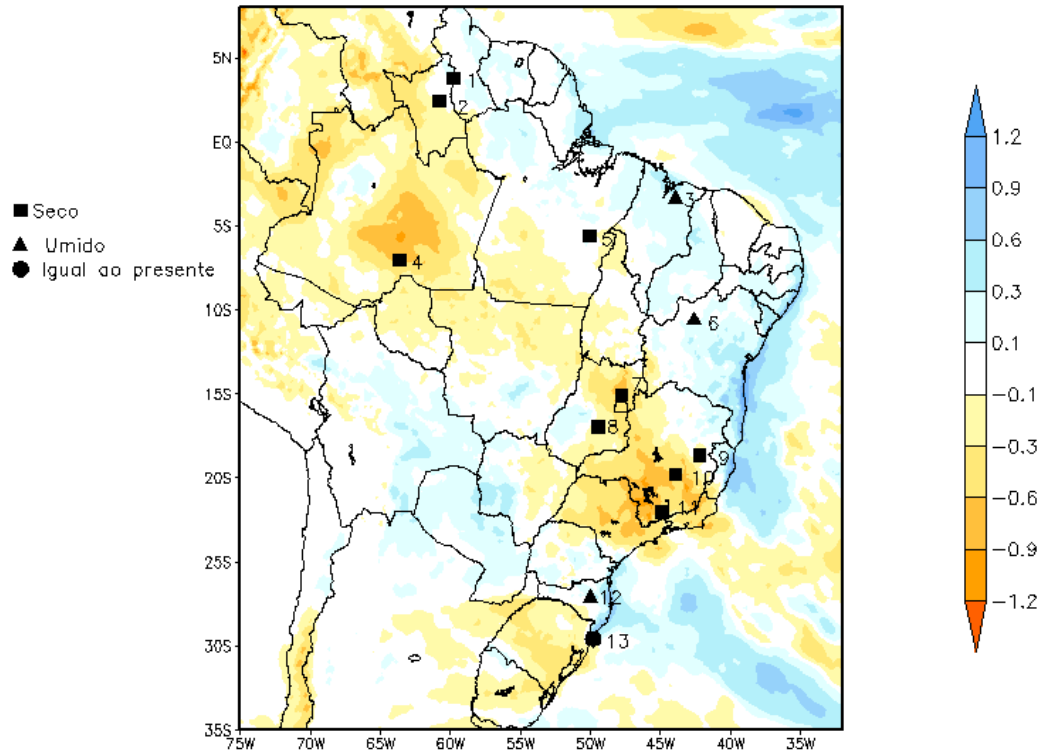
Para realização da validação do modelo Eta (Figura 13 e Figura 14), para o período do HM, comparou-se os resultados das simulações com dados paleoclimáticos (proxies) de algumas regiões do Brasil (Tabela 5).

Tabela 5 – Registro paleoclimáticos comparado com o modelo Eta 6k.

Local	Paleoclima (6k)	Eta 6k
1 - Lago Caracaranã (Turcq et al. 2002) - RR	Seco	Úmido
2 – Lago Boa Vista (SimõesFilho et al. 1997) - RR	Muito seco	Seco
3 – Lago Caço (Sifeddine et al.2003) - MA	Úmido	Úmido
4 - Lago Humaita (Cordeiro et al 2008) - AM	Seco	Seco
5 –Lago Carajás (Cordeiro et al.1997) - PA	Seco	Seco
6 - Saquinho (De Oliveira et al.1999) - BA	Úmido	Úmido
7 - Lagoa Feia (Turcq et al 2002), e Águas Emendadas (Barberi et al.2000) - DF	Seco	Seco
8 - Crominia (Salgado-Labouriau et al 1997) - GO	Seco	Seco
9 - Lagos Dom Helvécio, Preta de Baixo (Turcq et al., 2002) e Lago do Pires (Behling 1995a) - MG	Seco	Seco
10 - Lagoa Santa (Parizzi et al. 1998) e a Lagoa dos Olhos (De Oliveira, 1992) - MG	Seco	Seco
11 -Morro de Itapeva (Behling 1997) - MG	Seco	Seco
12 - Serra da Boa Vista (Behling 1995b) - SC	Úmido	Úmido
13 - Serra Aparados (Roth 1990) – SC e RS	Igual ao presente	Igual ao presente

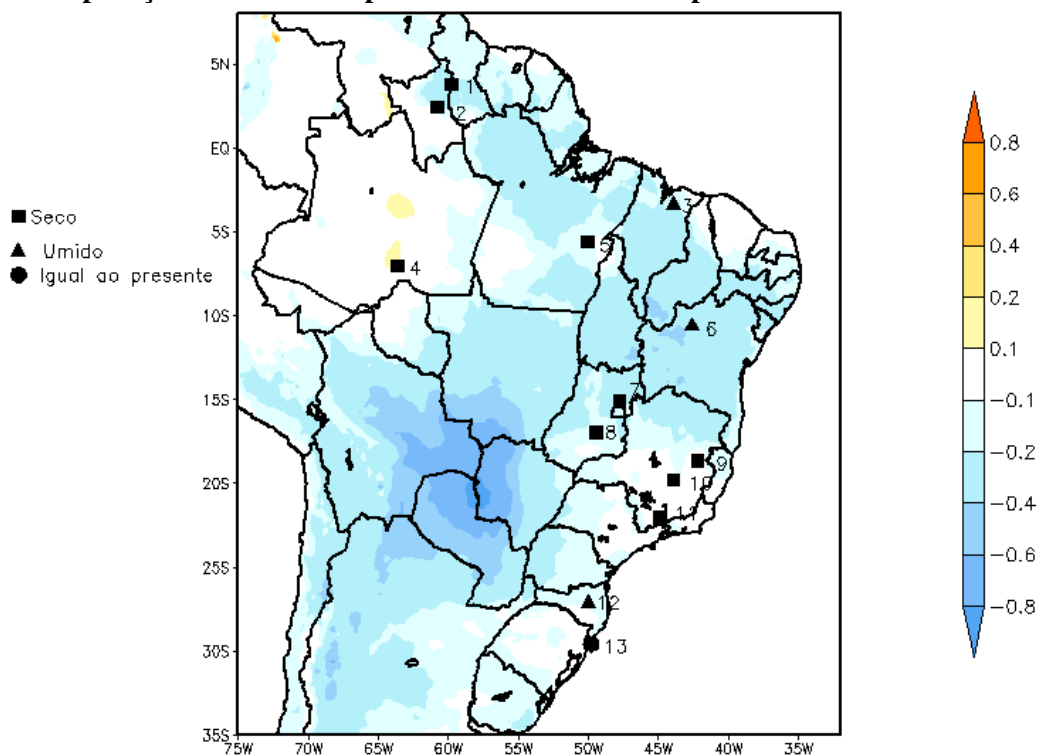
Fonte: Autor, 2013.

Figura 13 – Diferença de precipitação gerada pelo modelo Eta 6k- Eta0K (precipitação mm/dia) e comparação com os dados paleoclimáticos indicados por símbolos.



Fonte: Autor, 2013.

Figura 14 - Diferença de precipitação gerada pelo modelo Eta 6k- Eta0K (temperatura a 2m °C) e comparação com os dados paleoclimáticos indicados por símbolos.



Fonte: Autor, 2013.

No sudeste os lagos Dom Helvécio e Preta de Baixo tiveram nível das águas menores que presente durante o HM (Turcq et al., 2002), mesmo é observado em Lagoa Santa de acordo com Parizzi et al. (1998). A vegetação reconstruída a partir de estudos palinológicos para a Lagoa dos Olhos (De Oliveira, 1992), Morro de Itapeva (Behling 1997) e Lago do Pires (Behling 1995a), indicaram clima mais seco no HM na região sudeste, entre outros (Ledru, 1993; Behling, 1997; Salgado-Labouriau et al., 1997; Pessenda et al., 2006;) também acharam o sudeste mais seco. O modelo Eta 6k indicou uma menor precipitação nesta região durante o HM. Algumas evidências para a região do Vale do Paraíba e sul do Rio de Janeiro, sugerirem que o período do HM foi mais úmido, nessas regiões (Coelho et al, 2002 e Garcia et al., 2004), o modelo indica algumas regiões com anomalias positivas para os meses de DJF.

No Nordeste do Brasil o registro palinológicos de Saquinho revela matas mais desenvolvidas durante o HM (De Oliveira et al.1999), indicando um clima mais úmido. Mayle et al. (2000) e Haug et al. (2001) também encontraram um clima mais úmido, o que também é reconstruído pela simulação Eta 6k. É difícil avaliar os resultados das alterações na

precipitação, porque esta região está localizada na transição entre as zonas mais úmidas e secas (Silva Dias et al. 2002). São necessários mais dados de proxy, a fim de avaliar a magnitude e os impacto da mudança no Nordeste do Brasil.

O registro lago de Lagoa Feia (Turcq et al 2002), bem como os registros palinológicos de Águas Emendadas (Barberi et al.2000) e Crominia (Salgado-Labouriau et al 1997), na região Central do Brasil, indica condições climáticas mais secas durante o HM.

Na região Sul do Brasil os registros palinológicos mostram, uma redução da floresta (Behling 1995b) deixando o clima mais seco, com exceção da Serra da Boa Vista, onde uma floresta bem desenvolvida estava presente, sugerindo clima mais úmido. Esta divergência pode estar relacionada com o relevo montanhoso da região costeira. Ao sul, o registro da Serra Aparados (Roth 1990) não evidencia qualquer alteração entre o HM e os dias atuais. O modelo Eta 6k em comparação com o presente mostra redução de chuvas no rio grande do sul exceto nos meses MAM que mostra um ligeiro aumento de precipitação, a simulação regional conseguiu capturar a exceção da regiões da Serra da Boa Vista em Santa Catarina concordando com os dados paleoclimáticos sugerindo clima mais úmido. E também para a Serra Aparados mostra concordância com os dados paleoclimáticos pois fica em uma região entre as zonas mais úmidas e secas, não alterando o clima comparado com o presente.

Na parte norte da Amazônia, no Estado de Roraima, o Lago Caracaranã mostrou-se com nível mais baixo (Turcq et al. 2002) indicando período de seca com períodos úmidos e os lagos da região de Boa Vista secaram (Simões Filho et al., 1997) indicando um clima seco. Behling (2000) também encontrou um clima seco. Isto está de acordo com os resultados encontrados no modelo Eta.

5 CONCLUSÃO

Inicialmente foi implementado ao MCGA-CPTEC, com resolução horizontal de 200km, o esquema de radiação de Berger (1978), com intuito de avaliar como a mudança dos parâmetros orbitais modificam os resultados das simulações, para o clima presente. E verificou-se que não há grandes diferenças entre os resultados do modelo original e modificado (Model 0k e Berger 0k), concluindo-se que essa parametrização pode ser utilizada para o presente, pois o modelo conseguiu capturar as principais características do clima comparado com dados observados. Posteriormente, realizou-se o “downscaling” com o modelo Eta (20km de resolução), para o clima presente e o Holoceno Médio (Berger 0k e Berger 6k), a partir das saídas do MCGA do CPTEC modificado.

Na simulação para o presente com modelo Eta, verificou-se as principais características do clima da América do Sul, como a variação sazonal da ZCIT, a banda de nebulosidade da ZCAS, além da Alta Subtropical do Atlântico Sul, sugerindo que o resultado do “downscaling” foi satisfatório em simular o clima presente para América do Sul.

Com o intuito de verificar se o modelo Eta captura essas características, simulou-se o período do HM, utilizando as condições iniciais do MCGA do CPTEC para o período, e compararam-se os resultados com indícios paleoclimáticos. As mudanças nos parâmetros orbitais da Terra (excentricidade, obliquidade e precessão), para o período do Holoceno Médio, fizeram com que o ciclo sazonal da insolação fosse modificado em ambos os hemisférios. No Hemisfério Sul ocorreu uma atenuação do ciclo sazonal e no norte uma intensificação do ciclo, para o período do Holoceno Médio.

Confrontando os resultados das simulações do modelo Eta 6k com estudos paleoclimáticos, verifica-se que, em geral, o modelo conseguiu simular os padrões de grande escala para o período do Holoceno Médio, no experimento Eta 6k o modelo sugere que o Nordeste brasileiro encontrava-se mais frio e úmido concordando com resultados paleoclimáticos e também estudos de modelagem realizados por Valdes (2000), Melo e Marengo (2008) e Dias (2009). As regiões sudeste, centro-oeste e sul encontravam-se mais seca com alta significância estatística (acima de 95%).

Quanto à temperatura, verificou-se um sinal de resfriamento para o período do HM, durante quase todo o ano, sobre as regiões Nordeste, Centro Oeste, Sudeste e Sul. A região Amazônica esteve ligeiramente mais quente e algumas regiões não apresentaram mudança

comparado com o clima presente. O teste do desempenho do modelo Eta em um experimento climático, para o qual o problema científico foi estudar o clima do HM com foco sobre a América do Sul, baseado na literatura existente, uma nova e relevante contribuição à ciência foi fornecida por este trabalho. Pois, os resultados sugerem que, de maneira geral, o modelo Eta capturou os padrões de mesoescala da atmosfera e como já foi testado para o presente e para um passado geológico recente, marcado por uma mudança climática natural, o Holoceno Médio, este modelo pode ser considerado apto para realizar cenários do clima futuro.

5.1 Sugestões para próximos trabalhos

Inicialmente outras simulações para o Holoceno Médio usando o modelo Eta para períodos de simulação mais longo e conjunto de ensemble;

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

Por fim poderia ser feito o acoplamento atmosfera-oceano-vegetação para assim ter todos os efeitos conjuntos. Para o MGCA-CPTEC já está pronto para colocar os dados oceânicos.

6 REFERÊNCIAS

- ADLER, Robert F.; GU, Guojun; HUFFMAN, George J. Estimating climatological bias errors for the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 1, p. 84-99, 2012.
- Barberi M, Salgado-Labouriau ML, Suguio K (2000) Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Aguas Emendadas” central Brazil. *J South Am Earth Sci* 13:241–254
- BARROS, S. Inovações no Modelo Global do CPTEC, **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista**. 2006 . Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/pad>>. Acesso em: 28 ago. 2013
- BARTLEIN, Patrick J. et al. Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. **Quaternary Science Reviews**, v. 17, n. 6-7, p. 549-585, 1998.
- BEHLING, Hermann. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, n. 3, p. 253-268, 1995a.
- BEHLING, Hermann. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 4, n. 3, p. 127-152, 1995b.
- BEHLING, Hermann. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 129, n. 3, p. 407-422, 1997.
- BERGER, Andre; LOUTRE, M.-Fr. Insolation values for the climate of the last 10 million years. **Quaternary Science Reviews**, v. 10, n. 4, p. 297-317, 1991.
- BERGER, André L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2362-2367, 1978.
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693-709, 1986.
- BLACK, Thomas L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265-278, 1994.

- BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial, edição comemorativa de**, v. 10, 1996.
- BOSMANS, J. H. C. et al. Monsoonal response to mid-holocene orbital forcing in a high resolution GCM. **Climate of the Past Discussions**, v. 7, n. 5, p. 3609-3652, 2011.
- BRACONNOT, P. et al. The second phase of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP II). **Clivar exchanges**, v. 8, n. 4, p. 19-20, 2003.
- BRACONNOT, Pascale et al. Evaluation of PMIP coupled ocean-atmosphere simulations of the Mid-Holocene. In: **Past climate variability through Europe and Africa**. Springer Netherlands, 2004. p. 515-533.
- BRANKOVIĆ, Čedomir; MOLTENI, F. Sensitivity of the ECMWF model northern winter climate to model formulation. **Climate dynamics**, v. 13, n. 1, p. 75-101, 1996.
- BUSTAMANTE, J. F. et al. Uma avaliação da previsibilidade de tempo do Modelo ETA para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 59-70, 2005.
- CARNEIRO, Glaucia Meira; CAVALCANTI, Iracema Fonseca Albuquerque. Convection features associated with Intraseasonal Variability: a comparison between CPTEC/COLA AGCM results and observation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 525-534, 2010.
- CAVALCANTI, Iracema FA et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.
- CHOU, S. C. et al. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, n. 4, p. 537-555, 2005.
- CHOU, Sin Chan; NUNES, Ana Maria Bueno; CAVALCANTI, Iracema FA. Extended range forecasts over South America using the regional eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 105, n. D8, p. 10147-10160, 2000.
- COELHO, Luciane G.; BARTH, O. M.; CHAVES, H. A. F. Palynological records of environmental changes in Guaratiba mangrove area, Southeast Brazil, in the last 6000 years BP. **Revista Pesquisas em Geociências**, 2002.
- COOK, Kerry H. South American climate variability and change: remote and regional forcing processes. In: **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Springer Netherlands, 2009. p. 193-212.

CORDEIRO, R. C. et al. Holocene environmental changes in Carajás region (Pará, Brazil) recorded by lacustrine deposits. **Verhandlungen-Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie**, v. 26, p. 814-817, 1997.

CORDEIRO, R. C. et al. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. **Global and Planetary Change**, v. 61, n. 1, p. 49-62, 2008.

DE MELO, Maria Luciene Dias; ANTONIO MARENGO, José. SIMULAÇÕES DO CLIMA DO HOLOCENO MÉDIO NA AMÉRICA DO SUL COM O MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA DO CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 2, p. 190-204, 2008.

DE MELO, Maria Luciene Dias; MARENGO, José Antonio. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. **The Holocene**, v. 18, n. 4, p. 501-516, 2008.

DE OLIVEIRA, Paulo E . **Palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic changes in southeastern Brazil**, PhD thesis, Ohio State University, 1992

DE OLIVEIRA, Paulo E.; BARRETO, Alcina Magnólia Franca; SUGUIO, Kenitiro. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle Sao Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 152, n. 3, p. 319-337, 1999.

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

DIAS, MAF Silva et al. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 111-121, 2004.

DIAS, Pedro L. Silva et al. Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach. In: **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Springer Netherlands, 2009. p. 259-281.

EK, M. B.; HOLTSLAG, A. A. M. Influence of soil moisture on boundary layer cloud development. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 1, p. 86-99, 2004.

FARIA, Bruno Lopes; JUSTINO, Flavio Barbosa. Modelagem do Impacto da Topografia Boreal no Clima Global (Modelling the Impact of Topography on Global Climate

- Boreal). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 2, p. 229-237, 2011.
- FELS, Stephen B.; SCHWARZKOPF, M. Daniel. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475-1488, 1975.
- GARCIA, Maria Judite et al. A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 131, n. 3, p. 181-199, 2004.
- GRELL, Georg A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.
- HARRISON, S. et al. Fourth international workshop of The Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP): launching PMIP Phase II. **Eos**, v. 83, p. 447, 2002.
- HARRISON, S. Pet al et al. Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 7-8, p. 663-688, 2003.
- HAUG, Gerald H. et al. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. **Science**, v. 293, n. 5533, p. 1304-1308, 2001.
- HURRELL, James W. et al. The Dynamical Simulation of the NCAR Community Climate Model Version 3 (CCM3)*. **Journal of climate**, v. 11, n. 6, p. 1207-1236, 1998.
- IMBRIE, John; IMBRIE, John Z. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v. 207, n. 4434, p. 943-953, 1980.
- IPCC, Intergovernmental Panel On Climate Change. Climate change 2007: the physical science basis. **Agenda**, v. 6, n. 07, 2007.
- JANJIC, Zaviša I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.
- JIANG, Dabang et al. Considerable model-data mismatch in temperature over China during the mid-Holocene: results of PMIP simulations. **Journal of Climate**, v. 25, n. 12, p. 4135-4153, 2012.
- JOHNS, Timothy C. et al. The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: model description, spinup and validation. **Climate dynamics**, v. 13, n. 2, p. 103-134, 1997.
- JOSSAUME, S.; TAYLOR, K. E. Status of the paleoclimate Modeling Intercomparison

Project: In Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference, **WCRP (World Climate Research Programme)-92**. Moterey, 1995.

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

JOUSSAUME, Sylvie; BRACONNOT, Pascale. Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. **Journal of geophysical research**, v. 102, n. D2, p. 1943-1956, 1997.

KALNAY, Eugenia et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

Kubota, Paulo Yoshio. **Variabilidade da Energia Armazenada na Superfície e o seu Impacto na Definição do Padrão de Precipitação na América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE 2013

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

LANDSBERG, Helmut E. Man-Made Climatic Changes Man's activities have altered the climate of urbanized areas and may affect global climate in the future. **Science**, v. 170, n. 3964, p. 1265-1274, 1970.

LEDRU, Marie-Pierre. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. **Quaternary research**, v. 39, n. 1, p. 90-98, 1993.

LIU, Z. et al. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 2-3, p. 157-182, 2004.

MACHADO, RUBINEI DORNELES; DA ROCHA, ROSMERI PORFÍRIO. Previsões climáticas sazonais sobre o Brasil: Avaliação do RegCM3 aninhado no modelo global CPTEC/COLA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 1, p. 121-136, 2011.

MARENGO, José A. et al. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 5-6, p. 459-475, 2003.

MARENGO, Jose A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate dynamics**, v.

38, n. 9-10, p. 1829-1848, 2012.

MAYLE, Francis E.; BURBRIDGE, Rachel; KILLEEN, Timothy J. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. **Science**, v. 290, n. 5500, p. 2291-2294, 2000.

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

MELLOR, George L.; YAMADA, Tetsuji. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v. 44, n. 1-4, p. 195-202, 1984.

MESINGER, Fedor et al. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, 1988.

MILANKOVITCH, M. M. Canon of insolation and the ice-age problem (in German), K. Serb. Akad., Beograd (English translation, Isr. Program for Sci. Transl., Jerusalem, 1969), 1941.

MITCHELL, Timothy D. et al. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). **Tyndall Centre for Climate Change Research Working Paper**, v. 55, p. 25, 2004.

PARIZZI, Maria Giovana; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; KOHLER, H. C. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. **The Holocene**, v. 8, n. 3, p. 311-321, 1998.

PESSENDA, L. R. et al. The use of carbon isotopes ((super 13) C,(super 14) C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon**, v. 38, n. 2, p. 191-201, 2006.

POLANSKI, Stefan et al. Simulation and Comparison Between Mid-Holocene and Preindustrial Indian Summer Monsoon Circulation Using a Regional Climate Model. **The Open Atmospheric Science Journal**, v. 6, n. 1, p. 42-48, 2012.

QUERE, Corinne Le et al. Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. **Global Change Biology**, v. 11, n. 11, p. 2016-2040, 2005.

RIENECKER, Michele M. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, v. 24, n. 14, p. 3624-3648, 2011.

ROTH, L. **Palinologia de uma turfeira do Parque Nacional de Aparados da Serra, planalto leste do Rio Grande do Sul, Brasil**. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1990.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. et al. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, n. 1, p. 215-226, 1997.

SAPUCCI, Luiz F.; HERDIES, Dirceu L.; MENDONÇA, Renata WB. The Inclusion of IWV Estimates from AIRS/AMSU and SSM/I Sensors into the CPTEC/INPE Global Data Assimilation System. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 1, p. 93-111, 2013.

SEPPÄ, Heikki; HAMMARLUND, Dan; ANTONSSON, Karin. Low-frequency and high-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. **Climate Dynamics**, v. 25, n. 2-3, p. 285-297, 2005.

SIFEDDINE, Abdelfettah et al. A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, n. 1, p. 25-34, 2003.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. Coauthors, 2002: Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **J. Geophys. Res**, v. 107, p. 8072.

SIMÕES FILHO, F. et al. Registros sedimentares de lagos e brejos dos campos de Roraima: Implicações paleoambientais ao longo do Holoceno. **Ocupação humana, ambiente e ecologia em Roraima**. INPA, Manaus, 1997.

SOUZA, EP de. Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica**, 1999.

SPIEGEL, M. R. Estatística: 383 Problemas Resolvidos, 416 Problemas Suplementares. **Tradução e revisão técnica: Pedro Consentino. 3ª edição. São Paulo: Pearson Education do Brasil**, 1994.

STERN, W.; MIYAKODA, K. Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM simulations. **Journal of Climate**, v. 8, n. 5, p. 1071-1085, 1995.

TARASOVA, Tatiana; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. Tech. Rep. INPE-14052-NTE/371, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2006.

The World Factbook . Disponível em: <<https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/index.html>>. Acesso em: 29 agosto de 2013.

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: **ECMWF Workshop on Convection in large-scale Models**. 1983. p. 297-316.

TURCQ, Bruno et al. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, n. 1, p. 319-342, 2002.

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

VARMA, V. et al. Holocene evolution of the Southern Hemisphere westerly winds in transient simulations with global climate models. **Climate of the Past Discussions**, v. 7, p. 1797-1824, 2011.

VETTORETTI, Guido; PELTIER, W. R.; MCFARLANE, N. A. Simulations of mid-Holocene climate using an atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2607-2627, 1998.

XUE, Y. et al. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345-364, 1991.

YAMASOE, Márcia A. et al. Forçante radiativa natural e antrópica. **Primeiro Relatório de Avaliação Nacional - Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas**. [s.n.] 2012. v. 1

ZHANG, Weilin et al. Paleoclimatic implications of magnetic susceptibility in Late Pliocene–Quaternary sediments from deep drilling core SG-1 in the western Qaidam Basin (NE Tibetan Plateau). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)**, v. 117, n. B6, 2012.

ZHAO, Y. et al. A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. **Climate Dynamics**, v. 25, n. 7-8, p. 777-800, 2005.

ZHENG, Weipeng; BRACONNOT, Pascale. Characterization of model spread in PMIP2 mid-holocene simulations of the African monsoon. **Journal of Climate**, v. 26, n. 4, p. 1192-1210, 2013.

