

## **SIMULAÇÕES DO CLIMA DO HOLOCENO MÉDIO NA AMÉRICA DO SUL COM O MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA DO CPTEC.**

### **Resumo**

Neste trabalho são analisados os resultados de um conjunto de simulações que permite avaliar as variações climáticas no Holoceno Médio (HM) com relação ao clima atual na América do Sul (AS). Utiliza-se o MCGA do CPTEC com resolução T062 e 28 níveis na vertical (T062I28). Realizaram-se as simulações climáticas a partir da modificação dos parâmetros orbitais e da concentração de CO<sub>2</sub> para valores típicos do HM. Os resultados foram comparados com simulações do PMIP e com os indícios paleoclimáticos na América do Sul, para avaliar a resposta do MCGA à variação dos parâmetros climáticos característicos do HM e avaliar diferenças do clima no presente e HM. Observou-se um comportamento mais úmido no nordeste da AS no HM, com exceção do outono onde verifica-se o deslocamento para o norte da ZCIT. Na região central, sul e sudeste do continente o HM foi marcado por uma redução da precipitação. Quanto a temperatura verificou-se um sinal de resfriamento no HM que concorda com as evidências paleoclimáticas observacionais. Verificou-se uma redução da intensidade do fluxo médio de umidade em 850 hPa, sobre o continente, no HM, devido diminuição na variação sazonal da insolação no Hemisfério Sul, que leva a menores gradientes de temperatura. Também se verificou a desintensificação da circulação da alta subtropical do Atlântico Sul e enfraquecimento da circulação de norte a leste dos Andes durante todas as estações do ano. Esse enfraquecimento tem impacto significativo no transporte de umidade da bacia Amazônica para a bacia do Prata, e conseqüentemente sobre a formação da ZCAS.

**ORBITAL PARAMETERS INFLUENCE ON THE SOUTH AMERICA CLIMATE  
USING THE CPTEC ATMOSPHERIC GENERAL CIRCULATION MODEL**

(esse título em Inglês está diferente do título em português)

Abstract

An ensemble of climate simulations with the CPTEC T062L28 AGCM is performed in order to obtain the present and Mid-Holocene (MH) climate in South America. The climatological characteristics simulated by the model are compared with PMIP models and paleoclimate records, and emphasis is given to the Southern Hemisphere and South America (SA). The orbital parameter and the CO<sub>2</sub> concentration are changed for typical MH values. In general, the model simulations indicate a wetter Northeast, except in autumn when the ITCZ is shifted to the north. In the central region, south and southeast of the continent, the MH climate was marked by reduced precipitation in comparison with the present model climate. A cooling signal is observed in the MH according to the paleoclimatic evidences. A reduction of the intensity of the 850 hPa flow over the continent is produced by the model in the MH climate in comparison with the present model climate. The South Atlantic subtropical high intensity is reduced leading to less intense climatological northerly flow east of the Andes during all seasons. This weakening of the northerly flow has a significant impact on the moisture transport from the Amazon to the and Prata basin, and consequently over the SACZ.

Key words: Mid Holocene, South America, CPTEC AGCM, paleoclimate

## **INTRODUÇÃO**

Os registros ou indicadores paleoclimáticos fornecem uma visão “observacional” de muito longo prazo do clima e de suas variabilidade natural e das mudanças induzidas por fatores

externos ou antropicos. Os indicadores paleoclimáticos são úteis para detectar mudanças em regimes climáticos no passado e para entender como é que o sistema climático funcionava no passado em comparação com o regime atual. Os registros paleoclimáticos também permitem validar as reconstruções de clima do passado, realizadas a partir de modelos climáticos.

Modelos climáticos podem simular realisticamente os impactos das variações dos parâmetros orbitais na simulação do clima do Holoceno Médio (período de 6.000 anos atrás, que no decorrer do texto será chamado de HM) que foi caracterizado por uma mudança climática natural, devido às variações nos parâmetros orbitais e menor concentração de CO<sub>2</sub>.

As evidências observacionais mostram que mudanças significativas da forçante climática durante o Holoceno induziram alterações significativas no clima em relação à temperatura, chuva, nível do mar, intensidade dos sistemas de monções e do ENSO (colocar uma referência aqui). Indicadores climáticos com alta resolução temporal (?) sugerem que no Holoceno, o El Niño e talvez outros modos de variabilidade interanual foram impactados e reajustados pelas mudanças climáticas de grande escala, geradas pela variação nos parâmetros orbitais. Modelos climáticos têm sido usados para simular episódios de clima marcantes, como por exemplo, o clima durante o último máximo glacial ou LGM (Ganopolski, et al., 1998), ou da evolução do clima durante eventos de mudanças climáticas abruptas (Manabe e Stouffer, 1997) para ajudar a entender os mecanismos de mudança do clima no passado. Os modelos de circulação geral representam a única forma de poder testar hipóteses, como a teoria de Milankovich, que sugere que as glaciações iniciaram-se devido a mudanças nos ciclos orbitais, as quais causaram uma redução da radiação solar durante o verão do Hemisfério Norte (Khodri et al., 2001). Os modelos também permitem estabelecer uma associação entre causa e efeito no clima do passado, assim como ajudam a preencher o vácuo de informações entre a escala regional e global do paleoclima, pois os indicadores paleoclimáticos são muito esparsos no tempo e no espaço. Um entendimento quantitativo destes mecanismos é a melhor forma de aprender sobre clima do passado ou do futuro, já que não existem análogos diretos do futuro no passado.

Existem evidências do “feedback” climático positivo na resposta observada às mudanças dos parâmetros orbitais. Comparações entre modelos e entre modelos e dados paleoclimáticos

observados têm sido feitas pelo “Paleoclimate Modelling Intercomparison Project” (PMIP) (Jossaume e Taylor, 1995). Ainda que simulações para o HM, derivadas de modelos climáticos atmosféricos produzam uma intensificação nos sistemas de monções, em resposta as mudanças nos parâmetros orbitais de 6.000 anos atrás, os modelos subestimam a precipitação (Jossaume et al., 1999).

O clima do HM representa um bom teste para avaliar o desempenho dos modelos de circulação geral atmosférica (MCGA), principalmente, por: (a) ser um período paleoclimático relativamente recente, marcado por uma mudança climática natural, para o qual as características médias climáticas são similares as do clima presente; (b) existirem indicadores paleoclimáticos referentes a esse período, os quais permitem a validação dos resultados do modelo; e (c) permitir a comparação dos resultados dessa integração com simulações-padrão do HM, realizadas pelos vários centros climáticos mundiais, usando modelos globais climáticos no PMIP I e II (Braconnot *et al*, 2000). No PMIP todos os modelos que participaram do projeto tiveram os parâmetros orbitais alterados, a concentração de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) foi reduzida para 280 ppm, as condições de superfície e as temperaturas da superfície do mar (TSM) são consideradas iguais aos valores do presente, dada a falta de dados nessa época, e também porque a temperatura da superfície do mar (TSM) do HM ser similar às condições do presente, ou seja, uma atmosfera pré-industrial (Valdes, 2000). Ruddiman and Mix (1993) e Morley and Dworetzky (1993), a partir da análise de sedimentos oceânicos, verificaram que as mudanças na TSM, no período do HM, foram muito pequenas. Sendo assim, apenas a forçante radiativa deve ter a maior contribuição para a mudança do clima do HM com relação ao clima atual.

Diversas características do clima, geradas por experimentos, para o HM e o LMG, foram captadas por todos os modelos, incluindo o resfriamento global no LMG e a expansão da monção de verão do Hemisfério Norte, no HM. No entanto, as diferenças na magnitude das respostas dos modelos são grandes.

No Hemisfério Sul, reconstruções de temperatura na Antártica, durante o Holoceno mostram aquecimento entre 11.000 e 9.000 anos, seguidos de um esfriamento gradativo no Holoceno tardio (Masson et al., 2000). Este período relativamente mais quente não pode ser explicado apenas pelas mudanças na insolação, mas talvez pela reorganização na grande escala do transporte latitudinal de calor pelos oceanos e atmosfera. A utilização dos MCGA torna possível simular os impactos das mudanças antrópicas na composição atmosférica e do uso da terra (IPCC, 2001), bem como o impacto de mudanças naturais, por exemplo, a mudança dos parâmetros orbitais. (fica aqui uma dúvida: até que ponto parte das mudanças observadas não é devido à mudança da concentração de CO<sub>2</sub>? Este é um ponto frágil do raciocínio desenvolvido neste trabalho. Ou se discute este tema do ponto de vista de outros trabalhos na literatura especializada ou mostra-se o impacto relativo da mudança da concentração de CO<sub>2</sub>. Observe-se que seria importante explorar a eventual sinergia entre a mudança da concentração de CO<sub>2</sub> e a mudança orbital).

A radiação solar disponível no topo da atmosfera, no período do HM foi significativamente diferente da quantidade de radiação nos dias de hoje, isso devido à mudança dos parâmetros orbitais. Há 6.000 anos, durante o verão do Hemisfério Norte (aproximadamente agosto) a Terra estava mais próxima do sol (periélio) do que no presente e o ciclo sazonal da insolação foi modificado. Portanto, no HM o máximo de insolação nos trópicos ocorria em agosto e o mínimo em fevereiro. No Hemisfério Norte esta mudança orbital intensificou o ciclo sazonal da insolação (Liu, *et al.*, 2004). A mudança na insolação não é exatamente simétrica com relação ao equador, devido à inclinação do eixo rotacional da Terra (24,1° há 6.000 anos e 23,4° no presente) e a excentricidade que também foi diferente durante o HM (CP - 0,016724 e HM - 0,018682).

Diversos estudos utilizando o MCGA do CPTEC têm sido realizados para testar a habilidade do modelo em simular as características atmosféricas e sua variabilidade em escalas interanuais e decadais para o clima do presente (Cavalcanti *et al.* 2002; Marengo *et al.* 2003 e Marengo 2005). No entanto, o modelo do CPTEC ainda não foi utilizado para simulações paleoclimáticas ou cenário futuros.

Vários estudos foram realizados, com o intuito de simular o clima do HM, principalmente pelo PMIP I e II. No entanto, a maioria desses estudos dá ênfase aos efeitos no Hemisfério Norte e reportaram importantes mudanças no sistema de monção da Ásia e África. Por exemplo: Jossaume *et al.* (1999) analisaram o clima de 6.000 a partir da simulação de 18 modelos e confirmaram o aumento da amplitude do ciclo sazonal da temperatura no Hemisfério Norte e a redução no Hemisfério Sul. Todos os modelos reproduziram o aumento da precipitação de monção da Ásia e África, marcado por uma expansão, para norte, da zona de precipitação mais intensa. No entanto, todos os modelos subestimaram a intensidade da monção, no norte da África; Gagan *et al.* (1998) observaram que o oceano tropical apresentou-se mais aquecido (anomalia de TSM > +1° C) durante o HM e mais frio (ATSM < -2° C) durante o LGM. Ao analisar outros indicadores, eles concluíram que o clima foi mais quente entre 7.000 – 4.000 anos atrás.

Estudos paleoambientais com indicadores paleoclimáticos têm sido realizados para diversas regiões da América do Sul e fornecem uma representação aproximada do clima no passado. Esses estudos revelaram um comportamento mais seco durante o HM sobre a região amazônica (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002) e sul e sudeste brasileiro (Behling, 2001; Turcq *et al.*, 2002). Além disso, Mayle *et al.* (2000) e Haug *et al.* (2001), analisando o Norte e Nordeste da América do Sul, verificaram o deslocamento da ZCIT para sul durante o HM em comparação com a posição atual, confirmando as simulações de Silva Dias *et al.* (2002) que, utilizando o modelo global acoplado oceano-atmosfera do “Institut Pierre Simon Laplace” da Universidade de Paris (IPSL), verificaram que a região nordeste do Brasil encontrava-se mais úmida e mais fria (principalmente no verão) e, em média, a estação seca era mais curta, durante o HM. Keefer *et al.* (2003), a partir da análise de dados paleoclimáticos da costa sul do Peru, verificaram que eventos severos de El Niño ocorreram durante todo o Pleistoceno e em duas ou três divisões do Holoceno, com frequências significativamente diferentes. No entanto, o período de maior intensidade do El Niño, no Holoceno, foi entre 11.000 e 9.000 anos atrás.

Durante o HM, só foram registrados quatro eventos severos de El Niño. (referência) pois os registros paleoclimáticos evidenciam que no HM o regime de El Niño foi relativamente fraco. (essa frase continua um pouco estranha. É isto mesmo??) Essas condições também foram verificadas por Fontugne et al. (1999) que analisaram recortes paleoclimáticos da Quebrada de los Burros, no sul do Peru (Estado de Tacna). , Os dados sugerem baixa intensidade e frequência da ocorrência de El Niño durante o HM. No entanto, Thompson (1995) verificou a partir da análise de núcleos de gelo, que a região do Peru encontrava-se mais quente, que os dias atuais entre 8.200 e 5.200 anos atrás. Sifeddine et al (2003) analisando dados lacustres, na região nordeste do Brasil (2,96°S e 43,41°W) verificaram uma queda no nível do lago, entre 11.000 e 4.500 anos atrás, o que foi interpretado como um período mais seco, comparando-se aos dias atuais. Esse resultado foi confirmado por Ledru et al (2002) em dados de pólen.

O HM é conhecido como um período de mudanças particularmente significativas do clima (Steig, 1999). Dados da Antártica e Groenlândia mostraram uma diminuição na temperatura atmosférica, durante o HM (Steig, 1997). A TSM do Atlântico Norte subiram e no Pacífico Equatorial e oceano Ártico houve resfriamento da superfície (Gagan et al, 1998) criando um dipolo entre o Hemisfério Norte e Sul (Pessenda et al, 2004).

A ênfase dada ao HM é devido às condições marcantes desse período, na qual o maior fator “forçante” é bem conhecido (mudança dos parâmetros orbitais) e também, devido à relativa abundância de indicadores paleoclimáticos existentes nesse período. É necessário que se avance na compreensão de como os modelos climáticos respondem a grandes mudanças nas forçantes climáticas, quer sejam de origem natural ou antrópica. Assim, um estudo do comportamento e da capacidade do modelo em simular as características de grande escala do HM, viabilizará o entendimento dos possíveis mecanismos responsáveis pela mudança do clima no passado, o que certamente ajudaria muito na compreensão das possíveis mudanças no clima do futuro.

Com base no exposto, o objetivo geral deste trabalho foi analisar, a partir do modelo de circulação geral atmosférica do CPTEC com resolução T062 e 28 níveis na vertical (T062L28), as variações climáticas durante o Holoceno Médio (6.000 anos atrás), com enfoque sobre a

América do Sul. Essa análise foi feita a partir da modificação dos parâmetros orbitais e concentração de CO<sub>2</sub> para valores típicos do HM, As simulações foram comparadas com as realizadas pelo PMIP e com indicadores paleoclimáticos da América do Sul, com intuito de analisar os vários modelos juntos em relação ao clima do HM, e também validar as características climáticas simuladas neste período.

## MATERIAL E METODOLOGIA

Foram realizados dois conjuntos de simulações de 40 anos (controle e HM1) Tabela 1. Os três primeiros anos de integração foram desprezados, por ser considerado o tempo necessário para que as variáveis do modelo possam atingir um certo estado de equilíbrio (é conveniente esclarecer aqui se é para que possa ocorrer o ajuste do clima do modelo no passado ao fato de condição inicial ser do presente – alias acho que é necessário explicar melhor a inicialização do modelo aqui. – ou se é devido ao ajuste hidrológico – ie. , chamdo spinup do ciclo hidrológico) . Ambos experimentos foram realizados com a TSM climatológica do AMIP (1956 a 2003) e as condições iniciais foram retiradas do estado da atmosfera estimado pelas análises do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) como condições de contorno e iniciais, respectivamente. (acho que seria melhor referir-se aqui ao uso da reanálise do NCAR/NCEP não é?. Ou foram usadas análises operacionais??) O uso desse conjunto de dados é permitido devido o período do HM não ser caracterizado por uma glaciação ou superaquecimento e sim, por ser um período marcado por características médias climáticas similares as do clima atual (Seppä *et al.*, 2005). A concentração de CO<sub>2</sub> e os parâmetros orbitais, calculados segundo Berger (1978), correspondentes ao período do HM são descritos nas Tabelas (1 e 2), respectivamente. A concentração de CO<sub>2</sub>, para o HM foi de 280 ppm, valor referente ao do período pré-industrial e o mesmo utilizado nas simulações - padrão do PMIP. Esse valor foi verificado por Petit, *et al.* (1999), que analisaram uma amostra de gelo de Vostok, que datava 420.000 anos atrás.

Tabela 1

Tabela 2

### Modelo de Circulação Geral Atmosférica do CPTEC

Neste trabalho, utilizou-se o MCGA do CPTEC/INPE. Esta é a primeira vez que o MCGA do CPTEC/INPE é integrado e testado em experimentos de simulação de paleoclima. O MCGA possui uma resolução T062L28. A resolução horizontal é aproximadamente a mesma de 200 km<sup>2</sup> (verificar este valor. O T062 tem resolução equivalente a 200 por 200 km e não 200 km<sup>2</sup>).

O MCGA utiliza um módulo de superfície, o “Simple Simplified Biosphere Model” é este mesmo o nome??? (sSiB), que considera a influência da vegetação de uma forma mais sofisticada (Xue et al., 1991). As parametrizações dos processos físicos utilizadas no modelo são: radiação de onda curta, segundo Lacis e Hansen (1974), modificada por Ramaswamy and Freidenreich (1992); radiação de onda longa por Harshvardhan et al. (1987); convecção profunda do tipo Kuo (1965); convecção rasa, segundo Tiedtke (1983) (Cavalcanti, 2002).

O valor atual da concentração de CO<sub>2</sub> atual utilizada no modelo é de 345 ppm. No entanto, esse valor de CO<sub>2</sub> é fixo e menor que a concentração de dióxido de carbono dos dias atuais que é da ordem de 370 ppm. Contudo, a simulação do clima presente foi mantida no valor de 345 ppm, para efeitos de comparações com outras simulações já existentes, para o clima presente, realizadas pelo PMIP e pelo próprio CPTEC (colocar referências).

De posse dos conjuntos de simulações (CP e HM1) foram analisados e comparados os ciclos anuais da radiação de onda curta (ROC), médias sazonais da temperatura, precipitação, pressão ao nível médio do mar, radiação de onda longa e circulação atmosférica em baixos níveis, com o intuito de verificar os padrões de grande escala associados à circulação atmosférica durante o HM e no clima presente. Todas as análises foram feitas com ênfase sobre a América do Sul. Em seguida, foram discutidas as diferenças climáticas entre os períodos e as simulações comparadas com resultados de modelos do PMIP (Jossaume e Taylor, 1995; Valdes, 2000, dentre outros) a fim de observar como diferentes modelos reproduzem as mudanças climáticas devidas às variações no ciclo sazonal da insolação, ocasionadas pela mudança dos parâmetros orbitais. E por fim, para validar o MCGA do CPTEC compararam-se os resultados com estudos paleoambientais (Tabela 3). (a ausência de simulações sobre o impacto da concentração de CO<sub>2</sub> torna difícil atingir esse objetivo)

### Tabela 3

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 1 mostra a diferença do ciclo anual da quantidade de radiação de ondas curtas (ROC) que chega ao topo da atmosfera, entre o HM e o presente. Verifica-se que durante o HM a quantidade de radiação no topo da atmosfera foi diferente dos dias de hoje, devido à mudança dos parâmetros orbitais. A Terra esteve mais próxima do sol no inverno do Hemisfério Sul durante o HM, exatamente o oposto do presente (Silva Dias et al, 2002). Como resultado dessa mudança da insolação, mais radiação de onda curta chegava entre março e julho e menos entre outubro e fevereiro, entre 0° e 30°S, desintensificando o ciclo sazonal da insolação nos trópicos do Hemisfério Sul, concordando com os resultados de Valdes (2000) e intensificando o ciclo sazonal da insolação no Hemisfério Norte (Liu *et al.*,2004). Verifica-se ainda, no campo da diferença entre a radiação que chega à no topo da atmosfera no HM e no clima presente, outro máximo de insolação durante o HM, no período da primavera entre 40°S e 90°S, que concorda com os resultados de Braconnot *et al.* (2000). No Hemisfério Norte, entre junho e agosto (JJA), a insolação média aumentou 20,7 Wm<sup>-2</sup>, cerca de 4,7% do valor atual. No Hemisfério Sul, entre dezembro e fevereiro (DJF), a insolação média teve um decréscimo de 19,0 Wm<sup>-2</sup>, durante o HM, o equivalente a uma diminuição de -4,8% da insolação do presente (Vettoretti, *et al.* 1998).

### Figura 1

A Figura 2 ilustra o campo da precipitação média sazonal durante o HM e o campo da diferença da precipitação média sazonal entre o HM e os dias atuais (HM1-CP), para as quatro estações do ano. Essa figura sugere que, de maneira geral, o Nordeste brasileiro encontrava-se mais úmido (em torno de 10%) há 6.000 anos (HM1 **porque mudar a notação para HM1 e não manter HM??**), concordando com os campos do fluxo de calor latente (não mostrado) que durante todo o ano aumentou aproximadamente 20%, principalmente na faixa leste do nordeste brasileiro. A exceção do aumento da precipitação ocorre no outono, período no qual toda costa norte da América do Sul e faixa central do nordeste brasileiro encontrava-se mais seca (em torno de 5%), como verificado em estudos paleoambientais de Mayle *et al.* (2000) e Haug *et al.*

(2001). Verifica-se ainda, que a região Amazônica encontrava-se ligeiramente mais seca (em torno de 10%) no **HM1**, comparada ao presente, concordando com os dados paleoclimáticos (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002), exceto no outono e na primavera onde a porção noroeste da Amazônia encontrava-se com maiores índices de precipitação no **HM1**. A região sul do Brasil estava mais seca durante o **HM1**, exceto durante o verão e outono, período no qual as simulações sugerem que a faixa leste das regiões sul e sudeste apresentou-se mais úmida. Essa redução da precipitação pode ser devida à desintensificação do escoamento de norte (seção 3.4), a leste dos Andes, durante o HM, que pode reduzir o transporte da umidade da bacia Amazônica para a região central e sudeste do Brasil, o que influencia a formação e posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), causando uma redução da precipitação na posição atual do ZCAS. (aqui podemos ter um problema de interpretação. A redução da intensidade do escoamento foi mostrada para o campo médio mensal. Será que o campo médio do transporte de umidade também mostra a redução? O problema aqui é que o transporte de umidade é o produto do vento pela umidade específica. É possível que os transportes transientes tenham o efeito contrário, de forma que o transporte total não necessariamente mude no mesmo sentido que o transporte pela circulação média mensal). Este ponto é importante e necessita um esclarecimento.

Essas características podem ser reforçadas a partir do campo de ROLE (não mostrado) que sugere mínimo de radiação nas regiões de máxima precipitação que é o caso da região da Zona de Convergência Intertropical, Zona de Convergência do Atlântico Sul e região Amazônica. O campo da diferença de radiação de onda longa, entre os experimentos HM1 e CP, sugere como um todo um aumento da ROLE para toda América do Sul (aqui também é necessário um esclarecimento sobre o impacto da mudança da concentração de CO<sub>2</sub>. Até que ponto este efeito vem da mudança do CO<sub>2</sub> ou da mudança dos parâmetros orbitais?). No entanto, esse aumento da ROLE pode estar relacionado apenas com o aumento da nebulosidade e não necessariamente com a precipitação. Entretanto, observa-se que para as maiores diferenças de precipitação verifica-se o sinal da ROLE mais intenso, que é o caso da região Amazônica, onde ocorreu um

aumento da radiação para a redução da chuva, e redução da ROLE para aumento de precipitação na região central da América do Sul.

### Figura 2

A Figura 3 ilustra o campo da temperatura média sazonal durante o HM e a diferença da temperatura entre o HM1 e os dias atuais (HM1-CP), nas quatro estações do ano. O campo da diferença entre a temperatura média sazonal do HM1 e o clima atual, sugere que a América do Sul esteve mais fria (anomalias negativas de até 3°C) concordando com resultados de Steig, (1997), a exceção da região amazônica que se encontrava mais aquecida (aproximadamente 3°C). No detalhe (em qual detalhe ? Ou está mal escrito?), verifica-se que o Nordeste brasileiro encontrava-se mais frio (no máximo 3°C) que os dias de hoje (CP), durante todo o ano, concordando com Valdes (2000). Contudo, a região amazônica mostra, no geral, um sinal de aquecimento para o experimento HM1.

Resumidamente, a Figura 3 sugere que a América do Sul esteve mais fria (anomalias negativas de até 3° C), no experimento HM1 concordando com Steig (1997) que verificou uma redução da temperatura durante o HM.

### Figura 3

Resumidamente, observou-se um comportamento mais chuvoso sobre a região nordeste da América do Sul, durante quase todo ano no período do HM (experimento HM1), com exceção do outono. No entanto, a região amazônica, no período do HM foi marcada por uma redução das precipitações o que concorda com as evidências paleoambientais (Turcq *et al.*, 1998; Behling *et al.*, 2000; Turcq *et al.*, 2002). Quanto à temperatura, na superfície (ou foi feita a análise em níveis mais altos?) verificou-se um sinal de resfriamento (anomalia negativa de 3°C) para o período de 6.000 anos atrás, durante todo o ano, sobre a América do Sul, exceto para a região amazônica e sul do Brasil, onde os campos sugerem um sinal de aquecimento durante quase todo o ano, concordando com Valdes (2000), que simulou o HM a partir de 19 modelos de circulação geral.

A partir da análise da Figura 4 verifica-se uma redução da intensidade do fluxo médio em 850 hPa, sobre o continente, durante o HM, especialmente durante o verão e primavera. Essa redução ocorre principalmente devido à diminuição na variação sazonal da insolação no Hemisfério Sul, fazendo com que ocorram menores gradientes de temperatura continente-oceano (por que foi possível isolar o efeito do CO2??) . Diante disso, algumas mudanças significativas podem ser observadas como a desintensificação da circulação da alta subtropical do Atlântico Sul; diminuição do escoamento a leste dos Andes (o que sugere uma possível influência na intensidade da circulação do jato de baixos níveis ou “Low Level Jet”- LLJ) durante todas as estações, no período do HM, verificado a partir do fluxo de sudeste/noroeste, na Figura 5 que mostra a diferença entre o vento em 850 hPa durante o HMI e o CP. Essa diminuição na intensidade do escoamento a leste dos Andes tem um impacto significativo no transporte da umidade da bacia Amazônica à parte do norte da bacia do Prata, e conseqüentemente sobre a formação da ZCAS (é este ponto que precisa ser melhor explicado em termos do transporte médio e transientes...) , o que poderá levar a uma redução da precipitação na posição atual do ZCAS; enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e que pode explicar o deslocamento mais ao norte da ZCIT e diminuição da convergência dos ventos sobre a região Amazônica que, por sua vez , pode explicar a redução da precipitação nessa região durante o HM. Também foi observado uma mudança de sinal do vento entre as estações de verão (escoamento de nordeste) e inverno (escoamento de sudeste), sobre a região amazônica, o que sugere que circulação de monção da América do Sul, também existiu no período do HM, com características similares a do CP. (este trecho precisa ser re-escrito – está confuso...)

#### Figura 4

A Figura 5 apresenta diferença do fluxo de umidade médio sazonal integrado da superfície até 300hPa, entre o período do HM e os dias de hoje (HMI-CP), nas quatro estações do ano. A principal característica do campo da diferença do fluxo de umidade é que o transporte de umidade oceano-continete que é reduzido durante o período do HM. Observa-se que o

transporte de vapor do oceano Atlântico para a região amazônica diminuiu o que explica a redução da precipitação nessa região. O transporte de umidade da região Amazônica para a região central e sudeste do Brasil também foi reduzido durante o HM, o que pode ter influenciado no posicionamento e intensidade da ZCAS há 6.000 anos.

### Figura 5

A Figura 6 ilustra a média sazonal da pressão ao nível médio do mar para todo o globo, para o experimento HM1 e a diferença entre os experimentos HM1 e CP, para as quatro estações do ano. Verifica-se que para o experimento **HM1** a distribuição do campo da pressão é muito similar a dos dias de hoje, apresentando as regiões de baixa pressão próximo dos pólos, altas pressões nos subtropicais e o cinturão de baixa pressão na faixa equatorial, observadas atualmente em ambos os hemisférios. No campo da diferença, entre os experimentos **HM1** e CP, observa-se que as diferenças são sutis. Em geral, o campo da diferença sugere uma desintensificação da Alta Subtropical do Atlântico e do Pacífico Sul (ASAS e ASPs), durante quase todo ano, com exceção da estação da primavera austral, onde se observa uma intensificação (ASAS e ASPs), além da intensificação da baixa do Chaco. Isto pode explicar o aumento da precipitação no noroeste da Argentina e Chile, nesse período.

### Figura 6

## CONCLUSÕES

As mudanças nos parâmetros orbitais da Terra no período do HM, fizeram com que o ciclo sazonal da insolação fosse modificado em ambos os hemisférios. Confrontando os resultados das simulações do MCGA do CPTEC T062L28 com indicadores paleoclimáticos e simulações de paleoclimas resultantes dos modelos do PMIP verificam-se que, em geral, o modelo conseguiu simular os padrões climáticos de grande escala para o período do HM. As simulações do clima no Holoceno sugerem que o Nordeste brasileiro encontrava-se mais frio e úmido

durante o HM e a região sul e sudeste esteve mais seca para aquele período, concordando com os resultados encontrados por Valdes (2000).

Nos campos de vento médio sazonal no nível de 850 hPa, foi detectada a redução da intensidade do fluxo médio em 850 hPa sobre o continente durante o HM, especialmente no verão e primavera, isso é principalmente devido à diminuição na variação sazonal da insolação no Hemisfério Sul, fazendo com que ocorram menores gradientes de temperatura continente-oceano. Diante disso, algumas mudanças significativas podem ser observadas: (a) o enfraquecimento da circulação da alta subtropical do Atlântico Sul; (b) a diminuição do escoamento a leste dos Andes, (c) a redução no transporte da umidade da bacia Amazônica para a região central e sudeste, o que influencia a formação e intensidade das ZCAS; (e) desintensificação dos ventos alísios de nordeste o que pode explicar o deslocamento mais ao norte da ZCIT, e (f) diminuição da convergência dos ventos sobre a região Amazônica, o que pode explicar a redução da precipitação nessa região durante o HM.

Também foi observada uma mudança de sinal do vento (é melhor esclarecer : o vento não tem sinal. O que tem sinal é a componente do vento na direção leste oeste e norte/sul) entre as estações de verão e inverno, sobre a região amazônica, o que sugere que a circulação tipo monção da América do Sul, também existiu no período do HM, com características similares ao presente. Os resultados, de maneira geral concordam com as simulações padrões do PMIP e com as evidências paleoambientais.

No que se refere a temperatura na superfície, observou-se que, em geral, o modelo do CPTEC simulou um resfriamento durante o período do HM que pode ser devido à redução da concentração de CO<sub>2</sub> e concorda com evidências paleoclimáticas de Steig, 1997. (isto precisa ser esclarecido - efeito do CO<sub>2</sub> ou mudanças orbital??)

Os resultados sugerem que o MCGA do CPTEC captou de maneira geral os padrões de grande escala da atmosfera para um período geológico recente, marcado por uma mudança climática natural, como foi o HM.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- BEHLING, H.; NEGRET, A. J.; HOOGHMSTRA, H. **Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia.** Journal of Quaternary Science, v. 15, n. 7, p. 687-695, 2000.
- BEHLING, H. **South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis.** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 2710, p. 1-9, 2001.
- BERGER, A. L. **Notes and Correspondence: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes.** Journal of Atmospheric Science. 35, 2362-2367. 1978
- BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, S.; MARTI, O. 1999: **Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation.** Geophys Research Letters 26: (16) 2481-2484.
- BRACONNOT, P.; JOUSSAUME, S.; DE NOBLET, N.; RAMSTEIN G. 2000: **Mid-holocene and Last Glacial Maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project.** Global and Planetary Change 26: (1-3) 51-66.
- CAVALCANTI, I. F. A. *et al.* **Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM.** Journal of Climate. 15, 21, 2965-2988. 2002.
- CLEMENT, A.C.; SEAGER, R.; CANE, M.A. **Orbital controls on ENSO and tropical climate.** Paleoceanography, 14, 441-456 (1999).
- GAGAN, M.K. *et al.* **Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific.** Science, v. 279, p. 1014--1017, 1998.
- GANOPOLSKI, A. *et al.* **The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene.** Science, V280 (N5371), 1916– 1919, 1998.
- HARRISON, S. P.; PRENTICE, C. I. **Climate and CO2 controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome**

**modelling and palaeoclimate simulations.** *Global Change Biology.* v 9, Issue 7, Page 983-1004. 2003.

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

HAUG, G. H. et al. **Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene.** *Science,* v. 293, p. 1304--1308, 2001.

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

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

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; 425 – 430. 1995.

JOUSSAUME, S. et al. 1999: **Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP).** *Geophys Res Lett* 26: (7) 859-862.

KEEFER, D. K; MOSELEY, M. E.; deFRANCE S.D. **A 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of the Southern Peru and its relation to El Nino events and great earthquakes.** *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology.* V.194, n.1, pp. 41-77. 2003.

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

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

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

- LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. 2002: **Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change.** *Geology* 30, 275-78.
- LIU, Z; HARRISON, S.P.; KUTZBACH, J.; OTTO-BLIESNER, B. **Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback.** *Climate Dynamics*. p. 157-182.2004.
- MANABE, S; STOUFER, R. J. **Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: comparison to Younger Dryas event.** *Paleocenography*, 12, 321-336. 1997.
- MARENGO, J. A. **Mudanças Climáticas Globais e Regionais: Avaliação do Clima Atual do Brasil e Projeções de Cenários Climáticos do Futuro.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, p 01-18, 2001.
- MARENGO, J. A. et al. **Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC-COLA atmospheric GCM.** *Climate Dynamics*. 21, 459 – 475. 2003.
- MARENGO, J. A. **Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget.** *Climate Dynamics* (2005) 24: 11–22.
- MASSON V, et al. **Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records.** *Quaternary Research*, 54 (3): 348-358. 2000.
- MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. **Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests.** *Science*, v. 290, p. 2291--2294, 2000.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. **Development of a turbulence closure Model Geophysical Fluid Problems.** *Rev. Geophysics Space Physics*. 20, 851 – 875. 1982
- FONTUGNE, M.; USSELMANN, P.; LAVALLÈE, D.; JULIEN, M.; HATTÈ, C. **El Nino Variability in the Coastal Desert of Southern Peru during the Mid-Holocene.** *Quaternary Research*. V. 52, n. 2, pp. 171-179. 1999.
- MORLEY, J. J.; DWORETZKY, B. A. **Holocene temperature patterns and the South Atlantic, Southern and Pacific oceans.** *Global Climates since the Last Glacial Maximum*, H. E. Wright et al., Eds., University of Minnesota Press, 125-135. 1993.

- PESSEDA, L.C.R. et al. **The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia State, southwestern Brazilian Amazon region.** *The Holocene* 8, 631-35. 1998c
- PESSEDA, L.C.R. et al. **Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes.** *Quaternary International* 114, 35-43. 2004a.
- PETIT, J. R. et al. **Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica.** *Nature*. 399, p. 429-436, 1999.
- RAMASWAMY, V.; S. M. FREIDENREICH, 1992: **A Study of Broadband Parameterizations of the Solar Radiative Interactions with Water Vapor and Water Drops.** *J.Geophys.Res.*, 97, 11487–11512.
- RUDDIMAN, W. F.; MIX, A. C. **The North and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 years B.P.** *Global Climates since the Last Glacial Maximun*, H. E. Wright et al., Eds., University of Minnesota Press, 94-124. 1993.
- SANDWEISS, D. H. et al. **Geoarcheological Evidence from Peru a 5000 Years B.P. Onset of El Niño.** *Science*, v. 273, p. 1531--1533, 1996.
- SEPPÄ, H.; HAMMARLUND, D.; ANTONSSON, K. **Low-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate.** *Climate Dynamics*. 25, 285-297. 2005.
- SIFEDDINE, A. et al. **Variations of the Amazon rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v 168, 221 -35. 2001.
- SIFEDDINE, A. et al. **A 21000 cal years paleoclimatic record from Caco Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189, 25-34. 2003
- STEIG, E.J. **Mid-Holocene climate change.** *Science* 286, 1485-87. 1999

STEIG, E.J. **How well can we parameterize past accumulation rates in polar ice sheets?**

(1997) *Annals of Glaciology*, 25, pp. X66-422.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A.; BRACONNOT, P.; TURC, B. **Evaluation of Model Simulation of 6k and Present Climate in South America.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002.. Foz do Iguaçu. *Anais*. São Paulo: USP, 2002.

SLINGO, J. M. **The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model.** *Quart. J. Roy. Meteorological Society*. 113, 889-927. 1987

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

TIEDTKE, M., 1983. **The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model.** *Pro. Workshop on convection in large-Scale Numerical Models, Reading, United Kingdom, ECMWF*, 297-316.

TURCQ, B. et al.. **Amazonia rainforest fires: A lacustre record of 7000 years.** *Ambio*, v. 27, n. 2, 139-142, 1998.

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

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

VETTORETTI, G.; PELTIER, W. R.; MCFARLANE, N. A. **Simulations of Mid-Holocene Using an Atmospheric General Circulation Model.** *Journal of Climate*, v. 11, n. 10, p. 2607-2627, 1998.

WOHLFAHRT, J; HARRISON, S.P.; BRACONNOT, P. **Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high-latitude climates during the mid-Holocene.** *Climate Dynamics*, 2004.

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