

JACKSON MARTINS RODRIGUES

**INFLUÊNCIA DOS MODOS DE VARIABILIDADE OCEÂNICA NO
CLIMA DA AMÉRICA DO SUL DURANTE O HOLOCENO MÉDIO**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2011

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

R696i
2011

Rodrigues, Jackson Martins, 1984-

Influência dos modos de variabilidade oceânica no clima da América do Sul durante o holoceno médio / Jackson Martins Rodrigues. – Viçosa, MG, 2011.
xvii, 66f. : il. (algumas col.) ; 29cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 56-66

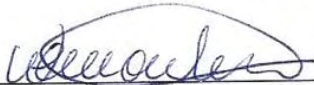
1. Mudanças climáticas. 2. Paleoclimatologia. 3. Oceano - Temperatura - América do Sul. 4. Oceano - Temperatura - Atlântico, Oceano. 5. Oceano - Temperatura - Pacífico, Oceano. 6. Modelagem computacional. 7. Meio ambiente - Registros. I. Universidade Federal de Viçosa. II. Título.

CDD 22. ed. 630.2515

JACKSON MARTINS RODRIGUES

**INFLUÊNCIA DOS MODOS DE VARIABILIDADE OCEÂNICA NO
CLIMA DA AMÉRICA DO SUL DURANTE O HOLOCENO MÉDIO**

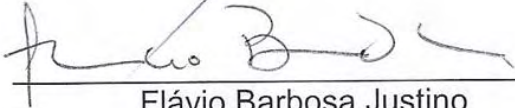
APROVADA: 29 de julho de 2011.



Welliam Chaves Monteiro da Silva



Paulo José Hamakawa



Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

Querer que tudo, absolutamente tudo, em uma paisagem, um recanto, uma civilização pertença a um sistema formado por relações contraditórias, não seria um sonho de filósofo centralizador? Não valeria mais a pena aceitar que esta paisagem, este recanto, esta civilização foram formados na sucessão de longas sedimentações históricas, de elementos que pudessem ter tido relações de causalidade ou de interdependência, mas que pudessem também não ter tido, e se justapuseram muitas vezes ao preço de desgastes mútuos? ... Será que os geógrafos - entre outros - não deveriam ver o mundo como fecundo em questões e não como um sistema do qual acreditam possuir a chave?

Pierre Gourou, *Riz e Civilisation* apud Mazoyer e Rouldart

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas, boas e ruins, que cruzaram meu caminho durante toda minha vida. Este trabalho tem um pedaço das pessoas ruins que lançaram desafios e que o destino se encarregou de eliminar e das pessoas boas que me ajudaram a transpô-los e que carregarei para sempre.

Ao meu professor de ensino médio, o visionário Zé Torres, pelas primeiras lições acadêmicas.

Os agradecimentos especiais ficam para meus amigos de infância Thiago e Danilo pelos longos anos de amizade. Agradeço também ao meu amigo Bruno Resck pela amizade e pelos momentos “conspirando” contra o mundo.

Ao amigos Douglas, Jeferson, Bruno, Rose e Rafael pelo companheirismo. Ao amigo Marcelo Cid pelo “empurrão” que me direcionou ao bom caminho.

Ao Departamento de Engenharia Agrícola, aos professores com quem convivi e pela super eficiente Graça.

Ao professor Flávio Justino pelos ensinamentos, paciência e, principalmente, pela confiança.

Agradeço a meus familiares, tios (as) e primos (as) pelo carinho que sempre depositaram em mim.

Meu amigo Victor Lima que Deus te abençoe. Que você seja um grande homem.

Minha noiva Tuyara: pelo carinho, paciência, amor, dedicação, conselhos e até pelas briguinhas. Te amo muito.

Agradeço também meu padrasto pelos bons conselhos.

O agradecimento especial fica para minha mãe, uma Joana D´Arc na minha vida.

À meu pai e minha avó que com toda certeza me acompanham sempre.

Obrigado a todos.

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE QUADROS	xii
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Variabilidade climática na América do Sul	4
1.1.2 Teleconexões oceânicas e variabilidade climática na América do Sul	5
1.2 Holoceno Médio - HM	6
1.2.1 Modelagem Climática	7
1.2.2 Registros Paleoclimáticos	9
2. OBJETIVOS	15
2.1 Objetivos gerais	15
2.2 Objetivos específicos	15
3. MATERIAL E MÉTODOS	15
3.1 Área de estudo	15
3.2 Dados Observados Utilizados	16
3.3 Dados simulados	17
3.4 Funções Ortogonais Empíricas (FOE)	18
4. RESULTADOS	21
4.1 Análises do clima presente	21
4.1.1 Temperatura	21
4.1.2 Precipitação	23
4.1.3 Umidade Relativa	25
4.2 Modos de variabilidade climática	27
4.2.1 Modo de variabilidade do Pacífico - El Niño Oscilação Sul (ENOS)	27
4.2.1.1 Influência na Temperatura	28
4.2.1.2 Influência na Precipitação	29
4.2.1.3 Influência na Umidade Relativa	32
4.2.2 Modo de variabilidade do Atlântico Sul - SA	34
4.2.2.1 Influência na Temperatura	35
4.2.2.2 Influência na Precipitação	37

4.2.2.3 Influência na Umidade Relativa	39
4.2.3 Modo de variabilidade do Atlântico Equatorial (Dipolo do Atlântico) - DA ...	41
4.2.3.1 Influência na Temperatura	42
4.2.3.2 Influência na Precipitação	44
4.2.3.3 Influência na Umidade Relativa	46
4.3 Anomalias das variáveis climáticas	47
4.3.1 Anomalias das temperaturas	48
4.3.2 Anomalias das precipitações	50
4.3.3 Anomalias das Umidades Relativas	51
5. CONCLUSÕES	54
Sugestões para trabalhos futuros	56
6. BIBLIOGRAFIA	56

LISTA DE SIGLAS

a.c	Antes de Cristo
ACP	Análise de Componentes Principais
A.P.	Antes do Presente
AS	América do Sul
CAM3	Community Atmospheric Model 3
CCM's	Complexos Convectivos de Mesoescala
CCSM	Community Climate System Model
CH ₄	Metano
CO ₂	Dióxido de Carbono
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CSM	Climate System Model
DA	Dipolo do Atlântico
d j f	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FOAM	Fast Ocean Atmosphere Model
FOE	Funções Ortogonais Empíricas
GEE	Gases de Efeito Estufa
HM	Holoceno Médio
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Instituto Pierre Simon Laplace
j j a	Junho, Julho e Agosto
km	Quilômetros
Km ²	Quilômetros Quadrados
m	Metros
mm	Milímetros
MOS	Matéria Orgânica do Solo
N	Norte
N ₂ O	Óxido Nitroso
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PC	Padrão Climático

PMIP	Paleoclimate Modelling Intercomparison Project
ppm	Partes por milhão
POP	Programa Oceano Paralelo
S	Sul
SA	South Atlantic (Atlântico Sul)
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UMG	Último Máximo Glacial
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Variação temporal da temperatura média global. Fonte: Scotese (2006).	1
Figura 2: Variações da Órbita da Terra: A) Precessão; B) Obliquidade; C) Excentricidade.....	2
Figura 3: Anomalias de temperatura da superfície relativo à 1951-1980 à partir de dados de estações de superfície, navios e medições de TSM por satélites. Fonte: Hansen et al. 2006.....	3
Figura 4: A) ConFiguração orbital da Terra mostrando afélio e periélio e a inclinação do Equador em relação à eclíptica em condições atuais (0K) e no HM(6K); B) Radiação de onda curta incidente no topo da atmosfera (W/m ²) para condições atuais (0K) e para o HM (6K) entre 0°-30° N e 0°-30° S.....	7
Figura 5: Área de estudo com destaque nos locais de avaliação da TSM.	16
Figura 6: Fluxograma do acoplamento do modelo.....	18
Figura 7: Determinação dos padrões dominantes FOE: Funções Ortogonais Empíricas; PC: Padrão Climático.....	20
Figura 8: Temperatura média (°C) para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.	21
Figura 9: Temperatura média (°C) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada.....	22
Figura 10: Precipitação média diária (mm) para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.	23
Figura 11: Precipitação média diária (mm) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada.	24
Figura 12: Umidade Relativa (%) para dezembro janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.	25
Figura 13: Umidade Relativa (%) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada.	26
Figura 14: Modo de variabilidade ENOS para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	27
Figura 15: Modo de variabilidade ENOS para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	28

Figura 16: Regressão do ENOS com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	28
Figura 17: Regressão do ENOS com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	29
Figura 18: Regressão do ENOS com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	30
Figura 19: Regressão do ENOS com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	31
Figura 20: Regressão do ENOS com as anomalias de umidade relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	32
Figura 21: Regressão do ENOS com as anomalias de umidade relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	33
Figura 22: Modo de variabilidade SA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	34
Figura 23: Modo de variabilidade SA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	34
Figura 24: Regressão do SA com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	35
Figura 25: Regressão do SA com as anomalias de temperatura para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	36
Figura 26: Regressão do SA com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	37
Figura 27: Regressão do SA com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	38
Figura 28: Regressão do SA com as anomalias de umidade relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	39
Figura 29: Regressão do SA com as anomalias de umidade relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	40

Figura 30: Modo de variabilidade DA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	41
Figura 31: Modo de variabilidade DA para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o presente; C) HM.	41
Figura 32: Regressão do DA com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	42
Figura 33: Regressão do DA com as anomalias de temperatura para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	43
Figura 34: Regressão do DA com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	44
Figura 35: Regressão do DA com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.....	45
Figura 36: Regressão do DA com as anomalias de Umidade Relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	46
Figura 37: Regressão do DA com as anomalias de Umidade Relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.	47
Figura 38: Anomalia dos campos de temperatura entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	48
Figura 39: Anomalia dos campos de temperatura entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	49
Figura 40: Anomalia dos campos de precipitação entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	50
Figura 41: Anomalia dos campos de precipitação entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	51
Figura 42: Anomalia dos campos de umidade relativa entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	52

Figura 43: Anomalia dos campos de umidade relativa entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.	53
--	----

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Síntese dos registros paleoclimáticos da América do Sul.	14
Quadro 2: Coordenadas das áreas oceânicas estudadas	15
Quadro 3: Condições de contorno do clima atual e do HM. Adaptado de Hall e Valdes (1995).....	17

RESUMO

RODRIGUES, Jackson Martins, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2011. **Influência dos modos de variabilidade oceânica no clima da América do Sul durante o holoceno médio.** Orientador: Flávio Barbosa Justino. Coorientador: Gilberto Chohaku Sedyama.

Alterações nos padrões climáticos são fenômenos naturais do planeta, alternando períodos glaciais e interglaciais, que associados às anomalias das Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) desencadeiam forte variabilidade climáticos. Este trabalho buscou entender como o clima da América do Sul responde às alterações dos parâmetros orbitais (Ciclos de Milankovitch) e às concentrações de gases de efeito estufa (GEE), bem como às influências que os módulos de variabilidade climática, como ENOS, Dipolo do Atlântico e Atlântico Sul, exercem sobre a distribuição das variáveis climáticas (temperatura, umidade relativa, precipitação) para o período conhecido como Holoceno Médio (HM-6000 anos antes do presente). Tendo como base o modelo acoplado Oceano- Atmosfera CCSM (Community Climate System Model) desenvolvido pelo National Center for Atmospheric Research (NCAR). Os resultados foram comparados às reconstruções feitas por datação. As influências do ENOS e Dipolo do Atlântico foram avaliadas pela técnica estatística Funções Ortogonais Empíricas (FOE). O modelo mostrou que as temperaturas na América do Sul eram menores que as atuais, exceto ao sul entre os pampas e Andes chilenos durante o verão (dezembro, janeiro e fevereiro). O norte do continente era mais úmido durante todo o ano, enquanto sudeste era mais seco. Os resultados estão de acordo com as reconstruções realizadas por meio de datação. Os campos de precipitação mostraram uma variação sazonal sobre o nordeste e norte de continente enquanto que durante todo o ano nas regiões central, sudeste e sul a precipitação era menor. O contraste nas temperaturas também foi observado para a região nordeste com aumento das temperaturas durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro e diminuição durante os meses de inverno (junho, julho e agosto). No restante do continente as condições não diferiram das atuais havendo apenas enfraquecimento das temperaturas e um dipolo entre norte e sul do continente. Pela análise de FOE, observamos que o El Niño durante o HM era menos intensos representando 52,34% da variância dos dados no verão e 36,8% no inverno (verão observado 73,45%; inverno observado 53,57%; verão simulado

53,64%; Inverno simulado 53,5%). O modo dominante no Atlântico Equatorial era responsável por 29,56% da variância dos dados no verão e 27,41% no inverno (verão observado 33,23%; inverno observado 29,02%; verão simulado 32,48%; inverno simulado 27,41%). Já o modo dominante do Atlântico Sul para o HM respondia por 17,3% da variância dos dados para o verão e 13,4% para o inverno (verão observado 16,6%; inverno observado 14,9%; verão simulado 19,59%; inverno simulado 15,67%). Desta maneira pode-se concluir que o modelo CCSM é uma boa ferramenta para avaliar a sucessão climática da América do Sul, pois seus resultados estão de acordo com as reconstruções por datação.

ABSTRACT

RODRIGUES, Jackson Martins, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2011. **Influence of ocean variability modes in the climate of South America during the middle holocene.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-adviser: Gilberto Chohaku Sediama.

Changes in weather patterns are the planet's natural phenomena, alternating between periods of glacial and interglacial oscillations, which are associated with abnormalities of sea surface temperatures (SST) unleash strong climate variability. Thus, this work sought to understand how the climate of South America responds according to the amendment of the orbital parameters (Milankovitch cycles) and concentrations of greenhouse gases (GHG), as well as the influences that the modules of variability as ENOS and Atlantic Dipole exert on the distribution of climatic variables (temperature, relative humidity, precipitation) for the period known as the Middle Holocene (HM-6000 years before present). Having as base the model coupled Ocean-Atmosphere CCSM (Community Climate System Model) developed by the National Center for Atmospheric Research (NCAR). The results were compared to reconstructions made by dating, and the influences of ENOS and Atlantic Dipole were assessed by statistical technique Empirical Orthogonal Functions (EOF). The model showed that the temperatures in South America were smaller than today, except to the South between the pampas and Andes Chileans during the summer. The North of the continent was more humid throughout the year, while the Southeast was dry. The results are in line with the reconstructions undertaken through dating. The precipitation fields showed a seasonal variation on the Northeast and North of the continent while throughout the year in the central regions, East and South the precipitation was lower. The contrast in temperature also was noted for the Northeast region with rising temperatures during summer and fall during the winter, the rest of the continent remained current with same conditions only weakening of temperatures and a dipole between North and South of the continent. By analysis of EOFO, noticed that the El Nino during the HM was less intense representing 52.34% of the variance of the data in the summer and winter (36.8% in summer observed 73.45%; 53.57% observed winter; summer simulated 53.64%; Simulated winter 53.5%). The dominant mode in the equatorial Atlantic was responsible for 29.56% of the variance of the data in the summer and winter (27.41% in summer

observed 33.23%; winter observed 29.02%; simulated summer 32.48%; Simulated winter 27.41%). Already the dominant mode of the South Atlantic for the HM accounted for 17.3% of the variance of the data for the summer and 13.4% for winter (summer observed 16.6%; winter observed 14.9%; simulated summer 19.59%; simulated winter 15.67%). This way one can conclude that the model of CCSM is a good tool for assessing the climate succession of South America, as its results are according to the reconstructions for dating.

1. INTRODUÇÃO

O clima da Terra resulta do balanço da energia que é emitida pelo Sol, absorvida e reemitida pelas superfícies dos oceanos e continentes. Logo, variações nestes componentes provocam grandes alterações no ambiente (MENDONÇA, 2007).

Contudo, de acordo com Ruddimann (2000), mudanças climáticas são também fenômenos naturais em um sistema dinâmico como o da Terra, que alterna entre períodos glaciais com temperaturas baixas e períodos interglaciais com temperaturas amenas (Figura 1). Estas oscilações são induzidas pelas forçantes internas (atmosfera, oceanos e continentes) responsáveis pela emissão de radiação de onda longa, e as forçantes externas (variações na constante solar, na órbita da Terra e erupções vulcânicas) que interagem com a radiação de onda curta.

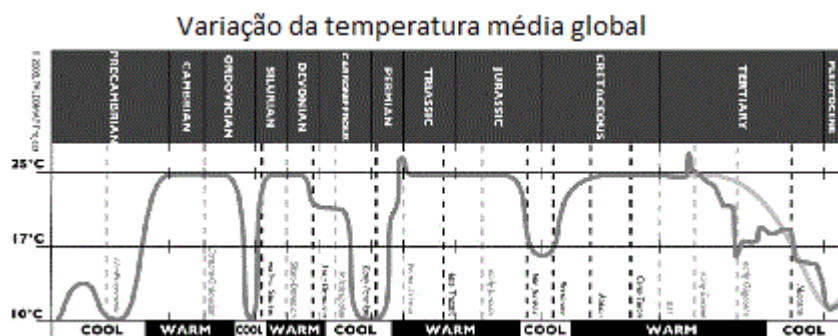


Figura 1: Variação temporal da temperatura média global. Fonte: Scotese (2006).

Em decorrência das forças gravitacionais que atuam sobre a Terra, sua orientação em relação aos outros astros varia em intervalos médios de 23000 anos. Neste período, o planeta oscila lentamente como um pião, de maneira que, os pólos nem sempre estão direcionados para o mesmo lugar no espaço. Este movimento cônico da Terra, que foi enunciado pela primeira vez por Hiparco no século II a.c., é chamado de Precessão dos Equinócios, pois altera as datas dos solstícios e equinócios sendo responsável pelo aumento do contraste sazonal inter-Hemisférios (Figura 2.A) (IMBRE e IMBRE, 1980).

A obliquidade do eixo da Terra em relação a Eclíptica é outra importante variação orbital. O eixo da Terra atualmente está inclinado cerca de 23,5° em relação ao Equador Celeste. Esta inclinação expõe ao Sol os Hemisférios Norte e Sul em épocas diferentes do ano, provocando aquecimentos diferenciados que dão origem às estações do ano. A obliquidade oscila entre 21,5° e 24,5° num período médio de 41000 anos e seus maiores impactos ocorrem nos

pólos. Quanto maior a obliquidade, maior será a variação sazonal entre inverno e verão, pois maior será a taxa de radiação recebida em altas latitudes durante o verão e menor durante o inverno (Figura 2.B) (IMBRE e IMBRE, 1980).

Em 1860, James Croll verificou que a órbita da Terra ao redor do Sol variava entre quase circular quando a excentricidade é pequena marcando o período interglacial, a mais alongada quando a excentricidade é grande caracterizando os períodos glaciais, esta transição demanda em média 100000 anos para se concretizar (Figura 2.C). Atualmente a órbita da Terra está mais circular, por isso a diferença de radiação solar que chega no topo da atmosfera entre o afélio, que ocorre atualmente em 4 de julho, e periélio, que ocorre atualmente em 3 de janeiro, é de aproximadamente 7% mas este percentual pode variar entre 20 a 30% quando a excentricidade está mais elíptica (IMBRE e IMBRE, 1980).

As maiores variações no clima da Terra foram apontados pelo sérvio Milutin Milankovitch que publicou em 1941 um estudo que aventou a hipótese de variações cíclicas na órbita da Terra (precessão, obliquidade e excentricidade), ficaram conhecidas como Ciclos de Milankovitch, são responsáveis pelos períodos glaciais e aparecimento dos interglaciais.

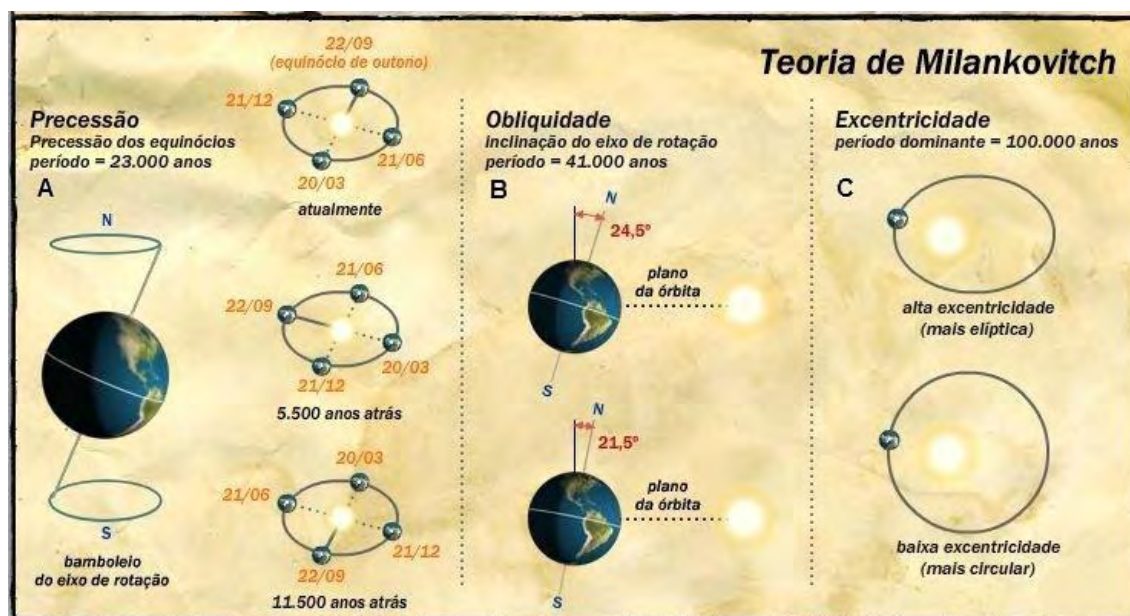


Figura 2: Variações da Órbita da Terra: A) Precessão; B) Obliquidade; C) Excentricidade.

As atividades humanas tem causado outros grandes impactos sobre o clima da Terra. Os primeiros impactos causados pela humanidade no ambiente, embora sem grandes consequências, remontam há

aproximadamente 10000 anos A.P. quando o homem deixou de ser caçador para se tornar agricultor, substituindo ecossistemas naturais por artificiais com a introdução e reprodução de plantas e animais (MAZOYER & ROUDART, 2010). Desta maneira, no decorrer dos séculos, a humanidade foi gradativamente explorando o ambiente, mas, foi apenas à partir do século XIX que as atividades antrópicas começaram a determinar mudanças bruscas no clima.

De acordo com Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC (2007), o expressivo aumento da atividade industrial e da quantidade de poluentes lançados na atmosfera como os Gases de Efeito Estufa - GEE (dióxido de carbono - CO_2 , óxido nitroso - N_2O e metano CH_4) vem causando significativo aumento da temperatura média global (Figura 3).

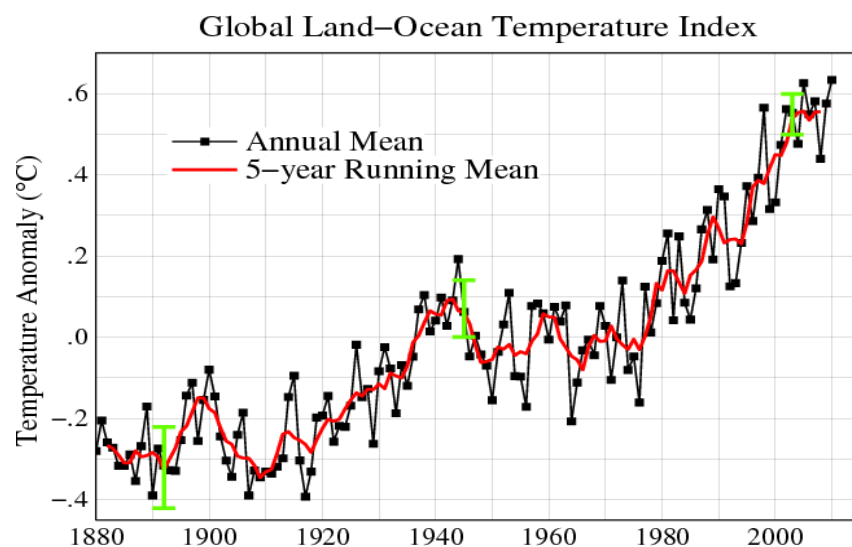


Figura 3: Anomalias de temperatura da superfície relativo à 1951-1980 à partir de dados de estações de superfície, navios e medições de TSM por satélites. Fonte: Hansen et al. 2006.

Segundo Aragão (2009), reconstruções climáticas por meio de testemunhos de gelo da Antártica mostram que os níveis atuais de GEE são os maiores em 650000 anos. O relatório de 2007 do IPCC aponta que em 1000 anos a concentração de CO_2 variou entre 180 ppm (partes por milhão) e 280 ppm. Nos últimos 200 anos chegou a 375 ppm,. Para as próximas décadas aponta para um crescimento ainda maior na concentração de CO_2 .

Diante do quadro atual de alterações climáticas e das incertezas à elas relacionadas, torna-se fundamental entender como o clima responde às alterações das forçantes naturais e antrópicas, possibilitando avaliar as magnitudes individuais de cada forçante. Neste sentido, a reconstrução

paleoclimática é uma excelente ferramenta no auxílio a validação de projeções climáticas pois podem revelar muito sobre o clima futuro (JANSEN et al. 2006).

1.1 Variabilidade climática na América do Sul

A América do Sul com seus 17,6 milhões de km² apresenta grande diversidade climática devido à sua composição geográfica. Seu território se estende desde os trópicos até às altas latitudes com grandes cadeias montanhosas como os Andes e a Serra do Mar e sofre influências das variações nas condições oceânicas que contribuem para a distribuição dos elementos climáticos (AMBRIZZI et al., 2006).

A América do Sul é banhada a leste pelas águas quentes do Oceano Atlântico e oeste pelas águas frias do Oceano Pacífico e devido a sua maior extensão territorial ao longo da linha do Equador apresenta os máximos de precipitação durante os equinócios (MECHOSO et al., 2005).

Estes fatores condicionam a origem das monções sul americanas que tem como principais características, o contraste térmico entre os oceanos e o continente, escoamento de baixos níveis que trazem umidade para o continente, baixa pressão em superfície e um anticiclone em altos níveis associados às mudanças sazonais na precipitação (ZHOU e LAU, 1998; VERA et al., 2005).

A depressão do Chaco em conjunto com a Alta da Bolívia, formam o giro continental que transporta umidade do Atlântico através da Amazônia. Esta umidade é defletida para o sudeste quando encontra a barreira dos Andes e ao alcançarem a bacia do Rio da Prata formam os CCM's (Complexos Convectivos de Mesoescala). Esta soma de padrões climáticos dá origem à ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), que é uma banda convectiva de nebulosidade responsável pelas maiores descargas hídricas nas regiões centro-oeste e sudeste do Brasil durante o verão (FIGUEROA e NOBRE, 1990; SATYAMURTY et al., 1998; AMBRIZZI et al., 2006; VERA et al., 2005).

Na região norte as condições de precipitação são controladas pela ação da ZCIT, que entre abril e outubro encontra-se mais ao norte. Neste período os alísios penetram no continente provocando grande acúmulo de umidade que precipita na região das Guianas. Entre novembro e março a ZCIT se posiciona mais ao sul, desta forma a umidade oriunda do Atlântico se acumula sobre a Amazônia e nordeste do Brasil contribuindo significativamente para a precipitação (AMBRIZZI et al. 2006).

Na região que compreende a bacia do Rio da Prata, local onde se formam as frentes frias que são mais freqüentes no outono e inverno, os sistemas ciclônicos são fortalecidos em decorrência do encontro de massas de ar tropical e pela convergência de ar próximo a costa Atlântica (TREWARTHA, 1961). Em algumas ocasiões a massa subtropical consegue alcançar a Amazônia, quando ocorrem quedas de temperatura (SATYAMURTY *et al.*, 1998; AMBRIZZI *et al.*, 2006). Durante o verão, as frentes frias passam com maior velocidade e a região do rio da Prata recebe maiores precipitações devido a intensificação de sistemas convectivos formados sobre a Depressão do Chaco onde ocorre maior aquecimento.

O noroeste da AS é úmido durante todo o ano, devido a atuação da ZCIT e a convergência dos ventos equatoriais de oeste que trazem umidade do Pacífico associado à forçante orográfica condicionada pelos Andes, apenas durante os meses de dezembro e janeiro que a precipitação diminui devido ao deslocamento ao sul da ZCIT.

Grande parte da precipitação que cai sobre o litoral do nordeste brasileiro entre os meses de março e maio, são em decorrência da atuação de linhas de estabilidade que se formam ao longo da costa oriundas da circulação de brisa que acompanham a migração da ZCIT (FIGUEROA e NOBRE, 1990). Contudo, a região semi-árida do nordeste que ocorre em seu interior, se deve a subsidência de um ramo da célula de Walker formando um centro de alta pressão impedindo a formação de nuvens.

1.1.2 Teleconexões oceânicas e variabilidade climática na América do Sul

Uma das consequências dos Ciclos de Milankovitch (página 2) é a variação sazonal da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), que se refletem nos padrões de teleconexões (fenômenos que transportam energia para regiões distantes do ponto de perturbação) como ENOS (El Niño Oscilação Sul) e Dipolo do Atlântico, (DEWES, 2007). Estes eventos influenciam o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e consequentemente a distribuição dos elementos climáticos sobre todo continente (HASTENRATH, 1984; NOBRE e SHUKLA, 1996).

As teleconexões são outros importantes fatores a serem considerados em simulações climáticas, como os eventos ENOS (El Niño Oscilação Sul) e DA (Dipolo do Atlântico), pois alteram a distribuição dos elementos climáticos sobre a América do Sul. A utilização de modelos climáticos acoplados são

extremamente úteis para diagnosticar em escala espacial e temporal como estes fenômenos influenciaram ou influenciam a variabilidade climática.

De acordo com Aragão (1998), o Dipolo do Atlântico (DA) envolve anomalias da TSM do Atlântico Tropical Norte e Sul. O DA interfere nas circulações de Hadley e Walker fazendo variar a formação de nuvens no nordeste brasileiro e África, influenciando a distribuição da precipitação nestas regiões. O DA ainda pode interferir no posicionamento da ZCIT, alterando assim a distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico Equatorial, parte norte do Nordeste do Brasil, até a parte central da Amazônia (NOBRE e SHUKLA, 1996).

Vários modos de variabilidade da TSM do Atlântico Sul, foram estudados por Venegas et al. (1997), aplicando Funções Ortogonais Empíricas (FOE) em dados de anomalias mensais entre 1953 e 1992. Os autores concluíram que 47% da variância encontrada nos dados são explicadas pelos três primeiros módulos, sendo o primeiro caracterizado por um monopolo responsável por 30% da variância, o segundo apresentando características bipolar ao norte e sul da faixa compreendida entre 25° a 30°S explicando 11% das variâncias e o terceiro modo, caracterizado por três bandas zonais com centros de ação de sinais alternados explicando 6% da variância.

1.2 Holoceno Médio - HM

O holoceno médio (HM) período que data de aproximadamente 6000 anos antes do presente, se mostra um bom período para reconstrução climática, devido à diferença de radiação disponível no topo da atmosfera em decorrência das suas características orbitais e da disponibilidade de vários registros climáticos que também auxiliam reconstruções climáticas fidedignas (CLAUZET et al., 2006).

Segundo Silva Dias et al. (2009), durante o HM o Hemisfério Norte estava mais próximo do Sol no verão enquanto que o Hemisfério Sul estava mais distante em comparado as condições atuais. Assim, o periélio ocorria entre o fim de agosto e início de setembro e o afélio ocorria entre o início de março e final de abril (Figura 4.A).

Esta configuração orbital demonstra que o ciclo sazonal da insolação no Hemisfério sul era mais fraco e no Hemisfério norte era mais forte que às atuais. Desta forma, mais energia estava disponível no Hemisfério Norte durante o verão que reforçava o contraste de temperatura entre o oceano e

continente (BRACONNOT et al., 2002; HARRISON et al., 2003; LIU et al., 2004; SILVA DIAS et al., 2006) (Figura 4.B).

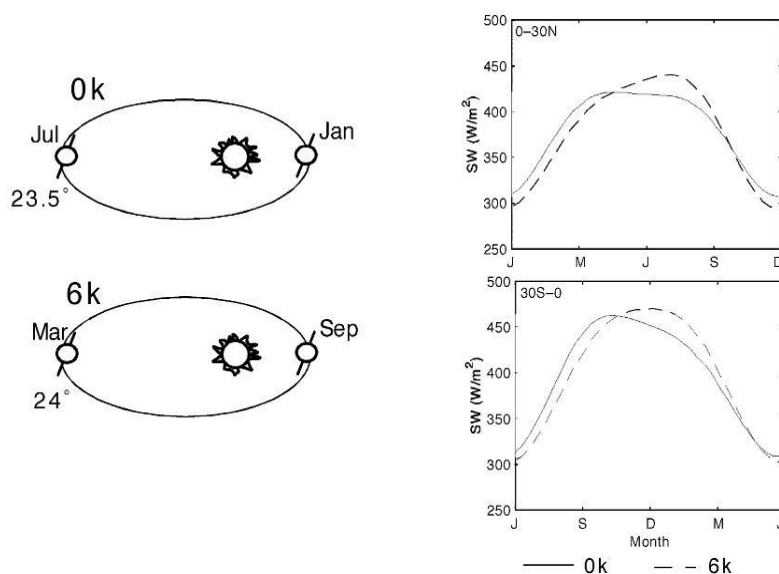


Figura 4: A) ConFiguração orbital da Terra mostrando afélio e periélio e a inclinação do Equador em relação à eclíptica em condições atuais (0K) e no HM(6K); B) Radiação de onda curta incidente no topo da atmosfera (W/m²) para condições atuais (0K) e para o HM (6K) entre 0°-30° N e 0°-30° S.

1.2.1 Modelagem Climática

De acordo com Shin et al. (2003), a reconstrução de séries climáticas por meio de modelos é uma boa alternativa, pois possibilita identificar as alterações ocorridas em todo ambiente em função das mudanças do clima. Um modelo é considerado eficiente quando as condições climáticas que ele simula apresentam poucos desvios em comparação aos dados observados.

No entanto, a comparação apenas com as condições observados não garante que um modelo simulará climas passados de maneira satisfatória. Uma boa condição para parametrizar as respostas de um modelo, é realizar simulações para condições adversas do passado como HM ou UMG (Último Máximo Glacial) (JOSSAUME e TAYLOR, 1995). De acordo com Dewes (2007), as simulações para o HM diferem do clima presente apenas em duas condições de contorno, a saber, os parâmetros orbitais e as concentrações de GEE.

Significativos esforços têm sido desenvolvidos pelo PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) com simulações que acoplam oceano, atmosfera e vegetação dando grande ênfase nas análises para o Hemisfério Norte (BRACONNOT et al. 2004).

Jossaume et al. (1999) avaliaram as condições climáticas do HM utilizando 18 simulações e concluíram que o ciclo sazonal de temperatura era maior no Hemisfério Norte e menor no Hemisfério Sul. Segundo Silva Dias et al. (2002), os resultados para o HM do modelo acoplado do Instituto Pierre Laplace da Universidade de Paris (IPSL), demonstraram que o nordeste do Brasil era mais frio e úmido apresentando a estação seca mais curta. Ainda utilizando este modelo, Dias et al. (2009), identificaram por meio de anomalias que as temperaturas eram menores principalmente durante o verão e outono, outra observação importante foi a diminuição da precipitação na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Valdes (2000) comparou 19 simulações atmosféricas do PMIP e observou uma diminuição da amplitude sazonal da temperatura e enfraquecimento do ciclo sazonal de precipitação na América do Sul, e em média as simulações demonstraram condições mais secas para grande parte do continente.

Melo et al. (2008) utilizaram o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos) para o HM e observaram o enfraquecimento da convergência de baixo nível sobre a Amazônia, uma diminuição de transporte de umidade para o sul e um aumento do fluxo de norte para leste dos Andes.

Simulações numéricas conduzidas pelos modelos FOAM (Fast Ocean Atmosphere Model) e o modelo CSM (Climate System Model) do NCAR (National Center for Atmospheric Research), tendo como forçante as mudanças nos parâmetros orbitais, demonstraram aumento da precipitação no Hemisfério Norte e diminuição no Hemisfério Sul o que sugere que este continente experimentou fracos sistemas monçônicos (LIU et al., 2004; HARRISON et al., 2003; OTTO-BLIESNER e BRADY 2001).

As simulações considerando a influência do acoplamento entre oceano-atmosfera analisadas por Kutzbach e Liu (1997) demonstraram condições de precipitações mais intensas durante o HM. É mostrado ainda que a TSM (Temperatura da Superfície do Mar) respondia à alteração da insolação com 2 a 3 meses de atraso afetando a duração do período de monções. De acordo com Zhao et al. (2005), outra característica importante do HM é uma amplificação do deslocamento meridional da ZCIT.

Resultados propostos por Jorgetti (2004) mostraram redução do ciclo sazonal da temperatura e enfraquecimento do ciclo monçônico durante o HM, com deslocamento mais ao sul da ZCIT e enfraquecimento das ZCAS, estes resultados também foram confirmados por Dewes (2007). Liu et al. (2000) investigaram o evento ENOS durante o HM e concluíram que, suas intensidades eram reduzidas devido a intensificação da monção asiática que fortalece os alísios e devido ao aquecimento da TSM do Pacífico sul que transportam águas quentes para o equador elevando a termoclina. Neste sentido a TSM do Pacífico, assim como os padrões de circulação durante o HM, eram similares às condições atuais de La Niña (KITOH e MURAKAMI, 2002).

Lenters e Cook (1999) investigaram a influência do relevo, da localização dos continentes e da distribuição de TSM's no sistema monçônico da América do Sul, e concluíram que a presença do continente sul-americano sem topografia ou estrutura longitudinal nos campos da TSM seria suficiente para representar o máximo de precipitação sobre a Amazônia, ZCAS e nordeste durante o verão. A topografia por sua vez, induz a máxima precipitação ao sul e leste dos Andes, enquanto a TSM afeta a distribuição espacial da precipitação sobre a Amazônia.

1.2.2 Registros Paleoclimáticos

De acordo com Bradley (1999), os paleoclimas podem ser reconstruídos por meio da aquisição e datação de dados geológicos como em sedimentos marinhos, dados biológicos como os grãos de pólen e 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.

Embora no Hemisfério Norte estejam concentrados a maioria dos dados paleoclimáticos disponíveis, na América do Sul alguns esforços nos últimos anos vem ganhando destaque devido a qualidade dos resultados apresentados, e por demonstrarem um grande potencial para o desenvolvimento de pesquisas. Todavia, tais registros são pontuais e não podem fornecer um padrão regional do clima.

O HM é um período que se destaca para América do Sul, por contar com considerável distribuição de indicadores paleoambientais (MELO et al. 2008; CROWLEY e NORTH 1991). De acordo com Melo (2007), o início do Holoceno é marcado pelo aumento das temperaturas médias globais que propiciou a

elevação dos níveis dos mares e características áridas para o litoral leste da América do Sul sendo este aquecimento explicado pelo transporte de calor pelos oceanos e atmosfera.

Registros paleoambientais demonstram que durante o Holoceno Médio a América do Sul era mais seca ao norte (TURCQ et al. 1998; BEHLING et al. 2000; TURCQ et al. 2002). De acordo com Pessenda et al. (1998), a análise de Matéria Orgânica do solo (MOS), do estado de Rondônia, demonstra grandes mudanças na vegetação Amazônica durante o Holoceno o que indica alterações climáticas partindo de condições mais úmidas, para condições mais secas entre 7000 e 4000 anos A.P. em comparação ao clima atual. Ainda, a presença de dunas eólicas em diversas localidades da Amazônia indica condições secas durante o HM uma vez que só se formam em condições de baixa umidade (ALBUQUERQUE et al., 2006).

Análises de grãos de pólen da Amazônia realizados por Colinvaux et al., (1988) demonstraram que a floresta se desenvolveu desde o início do Holoceno enfrentando uma fase com redução da umidade entre 6800 e 1600 anos A.P. Turcq et al., (1998), argumentam que a suscetibilidade da vegetação a incêndios e a longa estação seca ocasionou o predomínio de gramíneas entre outras espécies pioneiras na Serra dos Carajás durante o HM.

Segundo Behling e Hooghiemstra (2000), registros do lago Loma Linda na Amazônia colombiana, indicam uma mudança para condições mais úmidas a partir de 6000 anos A.P. migrando de uma vegetação de savana para floresta ombrófila.

Para Mayle et al. (2000), os lagos Bella Vista e Chaplin da Amazônia boliviana, indicam o predomínio de savana entre 7000 e 3000 anos A.P. devido ao posicionamento mais ao norte da ZCIT durante o verão e a floresta teria surgido apenas por volta de 3000 anos A.P. quando as condições mais úmidas se fizeram presentes.

Segundo Abbot et al., (2003), os registros lacustres coletados nos Andes entre 14° e 20°S, indicam que os lagos teriam atingido seus menores níveis por volta de 5500 anos A.P. quando as condições de umidade eram menores. Grosjean et al. (2001) também concluíram que em um lago localizado em 24°S o nível mais elevado ocorreu entre 6000 e 3500 anos A.P. indicando um aumento das condições úmidas.

Baker et al. (2001), por meio de análise de registros paleoclimáticos do Lago Titicaca que datam até 25000 anos A.P., concluíram que a região apresentou características mais secas entre 6000 e 5000 ano A.P., quando o lago apresentou diminuição de aproximadamente 85 m em relação ao nível atual. Núcleos de gelo extraídos do Peru demonstraram que a região era mais quente entre 8200 e 5200 anos A.P. (THOMPSON et al., 1995).

Poucos estudos descrevem a história do clima do sudeste do Brasil. Algumas análises de registros do Lago do Pires na Serra do Espinhaço, realizado por Behling (1995a), indicam a presença de cerrado desde o início do Holoceno até aproximadamente 5500 A.P., demonstrando uma atmosfera com menor teor de vapor d'água e com uma estação seca de até 6 meses.

Behling et al. (2002) e Behling, (1997b; 2007) sugerem profundas mudanças ambientais no sudeste durante o holoceno, por exemplo, a floresta de Araucária no estado do Paraná não expandiu entre o início e médio Holoceno devido a baixa precipitação anual ou ao longo período da estação seca.

No início do Holoceno, a floresta tropical que se desenvolveu próximo ao Morro da Itapeva no estado do Rio de Janeiro, refletiu um clima quente e úmido na sua encosta leste, enquanto no planalto reduziram os níveis de Araucária e Podocarpus, que posteriormente expandiram indicando um aumento progressivo da umidade no altiplano (BEHLING, 1997a; BEHLING, 2007). Nas regiões sul e sudeste do Brasil, Pessenda et al. (2004), analisando Matéria Orgânica do solo (MOS) e sedimentos de carvão, identificaram climas mais secos durante o Holoceno Médio se comparados às condições atuais.

Segundo análises de grãos de pólen realizadas por Ledru et al. (2002), e MOS realizadas por Pessenda et al. (2005), a região nordeste do Brasil também apresentava um clima mais seco que o clima atual entre o período de 11000 e 4500 A.P. Sifeddine et al. (2003) confirmam estas conclusões por meio da análise de dados lacustres de Barreirinhas no Maranhão onde observaram uma redução do nível do lago durante este período.

Jacob et al. (2004), analisando sedimentos do Lago Caçó no Maranhão, detectaram que a região apresentava características de forte aridez no início do HM por volta de 7000 A.P. Para Ledru et al., (2002), estas mudanças foram relacionadas a uma reversão climática do Atlântico Norte com implicações em latitudes tropicais, argumentam ainda que isto pode estar associado a forte

sinal de precessão que impactou de maneira significativa a sazonalidade nos trópicos.

Na região do Vale do Rio Icatu no nordeste brasileiro, a ocorrência de eventos secos entre 7500 e 3000 anos A.P. surgem simultaneamente com eventos ENOS, contudo de acordo com De Oliveira et al. (1992), a ocorrência destes eventos secos podem também terem sido influenciadas pelo deslocamento para o norte da ZCIT, que poderiam estar associada ao ENOS como também as variações no gradiente meridional de TSM no Oceano Atlântico Tropical.

Markgraf et al. (2003), ao analisarem os registros paleoambientais do Lago Cardiel na Argentina (49°S), concluíram que as regiões ao norte e sul do lago apresentaram padrões mais secos entre 10000 e 8500 anos A.P., quando os ventos de oeste traziam ar frio da região polar elevando a umidade no Sul da Patagônia. De acordo com Tonni et al. (2001), registros eólicos na região dos pampas argentinos também indicam períodos secos entre 7000 e 1000 anos A.P.

Registros paleoclimáticos da costa do Peru analisados por Keefer et al. (2003) identificaram fortes El Niños durante o pleistoceno (1,8 milhões de anos até 12000 anos A.P.). De acordo com Sandweiss et al. (1996), a partir de dados coletados na costa norte do Peru, conclui-se que não houve ocorrência de ENOS em alguns milênios antes de 5.000 anos A.P. Todavia, durante o HM estes eventos ocorreram de maneira menos intensa como demonstrado também por Fontugne et al. (1999) ao analisar os registros de Quebrada de los Burros no sul do Peru.

Uma síntese de registros paleoclimáticos da América do Sul durante o HM pode ser vista no quadro 1.

Local	Latitude (°)	Longitude (°)	Condição	Citação
Fazenda Pinto (RS)	29,40	50,57	quente e seco	Behling et al. 2001
Lagoa Santa (MG)	19,52	43,90	quente e seco	Parizzi et al. 1998
Serra dos Órgãos (RJ)	22,45	43,02	aumento da umidade	Behling e Safford 2010
Carajás (PA)	6,50	49,50	seco	Siffedine et al. 2001; Turcq et al. 1998.
Lago Titicaca (Bolívia)	16,87	69,25	seco	Mourguiart et al. 1998
Huascarán (Peru)	9,10	77,60	quente	Thompson et al. 1995
Lagoa Dourada (MG)	25,23	50,03	seco	Melo et al. 2003
Carico (Venezuela)	10,70	65,17	quente	Haug et al. 2001
Lagoa dos Olhos (MG)	19,63	43,90	seco	De Oliveira 1992
Morro Itapeva (SP)	22,78	45,47	seco	Behling 1997
Lago do Pires (MG)	17,95	42,22	seco	Behling 1995a
Saquinho (NE)	10,40	43,22	úmido	De Oliveira et al. 1999
Lagoa Feia (CE)	47,30	15,57	seco	Turcq 2002
Águas Emendadas (CE)	15,00	47,58	seco	Barbieri et al. 2000
Cromínia (CE)	17,25	42,22	seco	Salgado-Laboriau et al. 1997
Serra da Boa Vista (SC)	27,70	49,88	úmido	Behlling, 1995b
Aparados da Serra (RS)	29,22	50,00	seco e quente	Roth, 1990
Pampas (Argentina)	39,00	63,00	úmido	Prieto, 1996
Lago Caracaranã (RR)	3,85	50,78	seco	Turcq et al. 2002
Boa Vista (RR)	2,92	60,67	seco	Simões Filho et al. 1997
Laguna Loma Linda (Colômbia)	3,30	73,38	seco	Behling e Hooghiemstra 2001
Lago Valencia (Venezuela)	10,18	67,73	úmido	Bradsburg et al 1981; Curtis et al. 1999.
Lagoa Negra (Paraguai)	19,07	57,52	úmido	Bezerra e Mozeto 2008.

Lagoa Castelo (Paraguai)	18,53	57,57	úmido	Bezerra e Mozeto 2008
Volta velha (SC)	26,07	48,63	úmido	Behling e Negrelle, 2001
Cambará do Sul (RS)	29,05	50,10	seco	Behling et al. 2004
Jacareí e Taubaté (SP)	23,28	45,97	úmido e quente	Garcia et al. 2004
Salitre (MG)	19,00	46,77	úmido e quente	Pessenda et al. 1996;2004
Lago Caçó (MA)	2,97	43,42	úmido	Ledru et al. 2002
Baía de Sepetiba (RJ)	23,02	43,60	úmido	Coelho et al. 2002
Barreirinhas (MA)	2,73	42,82	seco	Pessenda et al. 2001 e 2002
Vale Icatu (BA)	10,40	43,22	oscilação entre úmido e árido	De Oliveira, 1999
Rondônia	12,70	66,12	seco	Pessenda et al. 1998 e Siffeddine et al. 2001
Humaitá (RO)	7,52	63,03	seco	Pessenda et al. 1998
Lago Cocha (Bolívia)	13,90	71,87	quente	Abbot et al. 2003
Lago Taypi Chaka Kkota (Bolívia)	16,20	68,35	oscilação sazonal	Abbot et al. 2003
Lago Potosi (Bolívia)	19,63	65,68	igual às condições atuais	Abbot, et al. 2003
Laguna Viscachani (Bolívia)	23,73	67,77	árido	Grosjean et al. 2001
Val Paraíso (Chile)	32,75	72,03	quente	Kim et al. 2002

Quadro 1: Síntese dos registros paleoclimáticos da América do Sul.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivos gerais

Reconstruir os elementos climáticos temperatura, precipitação e umidade relativa do Holoceno Médio (HM) para a América do Sul (AS) utilizando o modelo acoplado CCSM (Community Climate System Model) e promover sua validação com dados do NCEP Reanalysis e registros paleoclimáticos encontrados no continente.

2.2 Objetivos específicos

Analisar como variações de TSM no Oceano Atlântico central e sudoeste e Oceano Pacífico equatorial influenciavam o clima da AS.

Comparar as anomalias com os registros paleoclimáticos disponíveis para AS.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A área de estudo abrange a região da AS assim como os Oceanos Atlântico (Equatorial e Sudoeste) e Pacífico equatorial (Figura 5 e Quadro 2). O uso destas regiões oceânicas deve-se ao fato de serem zonas que desencadeiam fortes alterações das condições meteorológicas globais. Deve-se notar que poucos estudos investigam como variações de TSM sobre estas regiões influenciaram o clima na AS durante o HM.

	Lat.	Long.	Lat.	Long.
DA	30° N	70° W	30° N	0°
	30° S	70° W	30° S	0°
SA	20° S	67° W	20° S	1° W
	60° S	67° W	60° S	1° W
ENOS	30° N	180° W	30° N	90° W
	30° S	180° W	30° S	90° W

Quadro 2: Coordenadas das áreas oceânicas estudadas

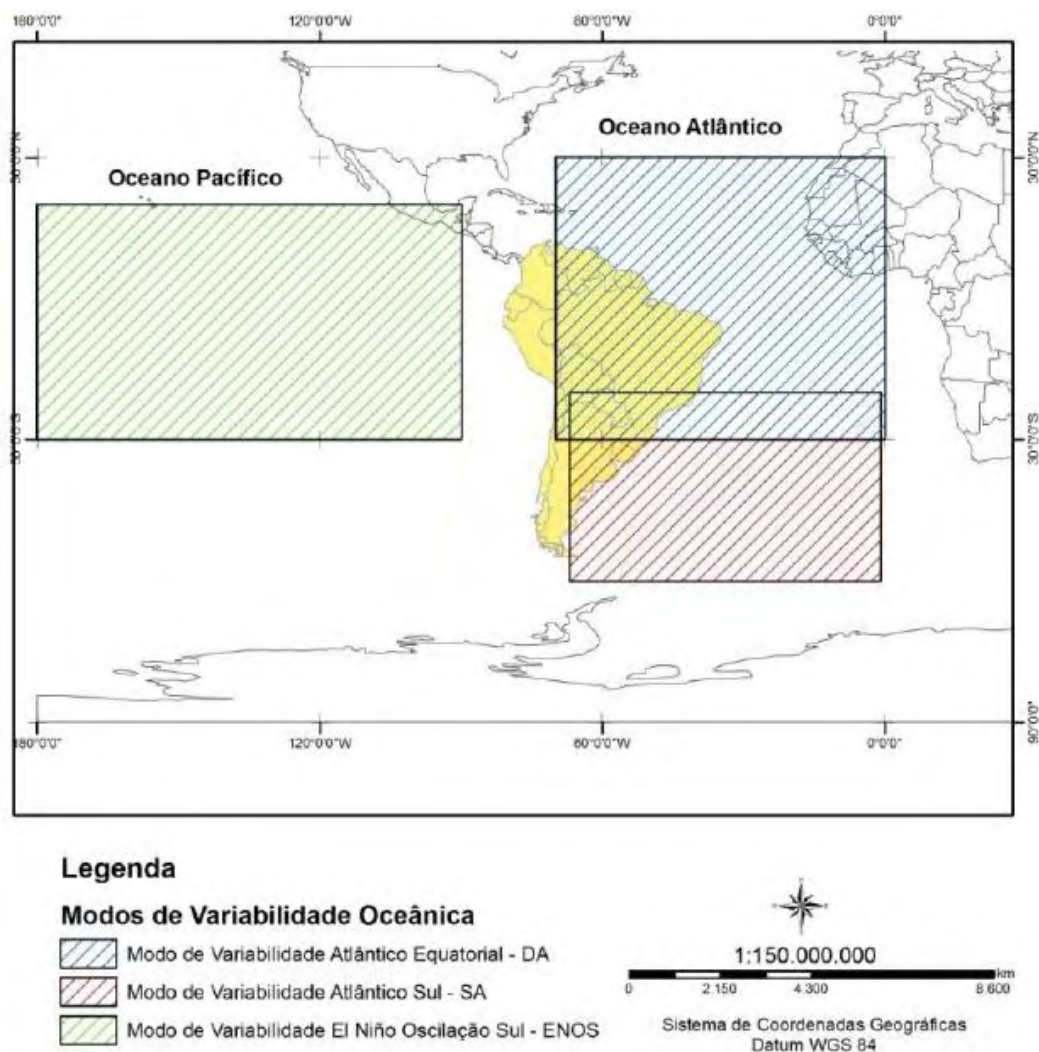


Figura 5: Área de estudo com destaque nos locais de avaliação da TSM.

3.2 Dados Observados Utilizados

A análise do clima atual foi feita utilizando os dados de reanálise do National Centers Environmental Prediction (NCEP) e o National Center for Atmospheric Research (NCAR) entre o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2000 para as seguintes variáveis climatológicas: precipitação, temperatura do ar, umidade relativa.

De acordo com Kalnay et al. (1996), o objetivo do projeto NCEP/NCAR é a assimilação dos dados para produzir um número maior de variáveis climáticas provenientes de radio sondagem, de satélites, aviões, navios e sobre o continente. Estes dados são interpolados para um sistema de três ou quatro dimensões por meio de modelos de circulação geral, que são utilizados nas previsões numéricas do tempo.

Os resultados obtidos com a simulação do modelo são interpolados para locais no planeta onde não é possível obter informações sobre as condições

climáticas. Desta forma, os dados são produzidos e reanalisados em várias escalas de tempo, que vão desde uma frequência de quatro vezes por dia (de 6 em 6 horas) até médias mensais.

O modelo utilizado para gerar os dados, possui uma resolução de 28 níveis na vertical em coordenadas sigma e apresenta um truncamento triangular de 62 ondas, equivalente a uma resolução de 210 Km distribuídos por pontos de grade com uma resolução espacial de 2,5°x 2,5°. A grande vantagem desta base de dados reside no fato de disponibilizar um número elevado de parâmetros (de superfície e de altitude), todos eles relacionados com a dinâmica da atmosfera, formando um conjunto de informações bastante coerente, homogêneo e atualizado.

Os dados disponibilizados pelo NCEP/NCAR tem seus usos bastante difundidos na comunidade científica por reproduzirem de maneira eficaz as condições gerais da atmosfera em meso e macro escalas (PINTO, 2007). Contudo, de acordo com Boureke (1996), em altas latitudes do Hemisfério Sul, o desempenho da análise numérica operacional e de previsão é de baixa qualidade se comparada com outras partes do mundo devido à escassez (espacial e temporal) de dados observacionais, problemas de comunicação associados à longa distância e dificuldades particulares da Antártica, como os fenômenos meteorológicos extremos.

3.3 Dados simulados

Foram utilizados dados simulados pelo modelo CCSM (Community Climate System Model) para o clima presente utilizando padrões de contorno atuais e outra para o Holoceno Médio no qual foram adaptadas as concentrações de GEE pré-revolução industrial e as condições orbitais da época como mostrado no quadro 3.

	Condições Atuais	Holoceno Médio
Excentricidade	0,016724	0,018682
Obliquidade	23,446°	24,105°.
Precessão	282,04	180,87
Concentração de CO₂	345 ppm	280 ppm
Concentração de CH₄	1,714 ppm	0,700 ppm
Concentração de N₂O	0,311 ppm	0,275 ppm

Quadro 3: Condições de contorno do clima atual e do HM. Adaptado de Hall e Valdes (1995).

O CCSM é um modelo de circulação global que acopla oceano-atmosfera- gelo oceânico-superfície (Figura 6).

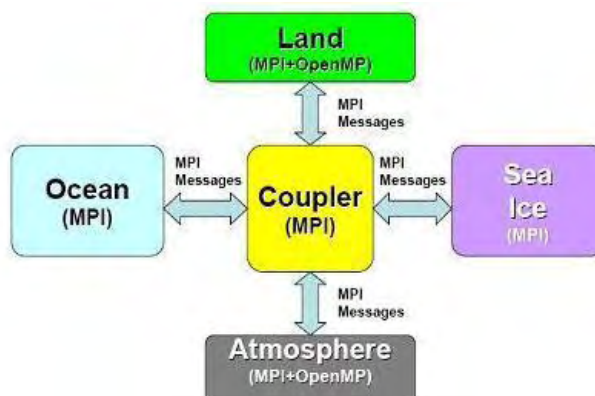


Figura 6: Fluxograma do acoplamento do modelo.

O modelo atmosférico é Community Atmospheric Model version 3 (CAM3), e possui três dimensões com resolução de equações primitivas com método espectral na horizontal com vinte e seis níveis de coordenadas híbridas na vertical (Collins et al., 2006a). Para esta simulação, a resolução atmosférica foi T42 (espaçamento de grid equivalente à aproximadamente 2,8° de latitude e longitude).

O modelo oceânico é a implementação do Programa Oceano Paralelo (POP), com equações primitivas em três dimensões na coordenada z. Para esta simulação o grid oceânico é de 320 a 384 pontos com pólos localizados na Groelândia e Antártica, e quarenta níveis estendendo até 5,5 km de profundidade, a resolução horizontal corresponde a um espaçamento de grid de aproximadamente 1° de latitude e longitude com maior resolução nos trópicos e Atlântico Norte.

O modelo do gelo oceânico é de formulação termodinâmica, que inclui escalas de grid menores com distribuição de espessura (BRIEGLER et al., 2004). Este modelo utiliza o mesmo grid do modelo oceânico.

3.4 Funções Ortogonais Empíricas (FOE)

A FOE é uma importante técnica estatística para a determinação dos padrões dominantes de teleconexões, também conhecida como Análise dos Componentes Principais (ACP), com a qual é possível obter com base em

grande quantidade de dados, informações a respeito dos principais modos de variabilidade na atmosfera (CAVALCANTI et al., 2009).

Esta técnica é reduz um grande conjunto de dados para uma quantidade menor que represente grande fração da variância contida nas informações originais (FERRAZ, 2007) e desta forma determinar os modos de variabilidade dominantes da TSM simulada em cada um dos oceanos Atlântico e Pacífico, isoladamente.

Para remoção do ciclo sazonal anual, foram calculadas as médias climatológicas das séries para o verão (djf) e inverno (jja). Com as anomalias mensais de TSM dos campos simulados e observados, foi então calculada a FOE e tomado o primeiro componente principal para investigar como as variações locais de TSM influenciaram a distribuição dos fatores climáticos (umidade relativa, temperatura e precipitação) da AS.

Este método de análise estatística já foi aplicado anteriormente a variáveis atmosféricas e oceânicas por diversos autores (WEARE, 1977; SERVAIN et al., 1986; KAMPEL, 1993). Justino e Peltier (2008) utilizaram a FOE como ferramenta para avaliar as anomalias climáticas induzidas por oscilações do Ártico (AO) e da Antártica (OAA), além da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

As anomalias, clima do HM subtraindo o clima atual (ambos simulados pelo CCSM), foram calculadas para os componentes climáticos temperatura do ar, umidade relativa e precipitação. Neste estudo, todavia, são mostrados apenas os campos de temperatura, pressão atmosférica, umidade relativa. O clima atual simulado pelo modelo foi validado por meio dos dados de reanálise do NCEP.

A Figura 7 mostra a sequência de cálculos. Primeiramente, através das FOE determinou-se o padrão climático dominante do oceano, em seguida foram feitas regressões com as anomalias das variáveis climáticas (temperatura do ar, precipitação e umidade relativa), como resultado, obteve-se em valores percentuais a influência dos padrões climáticos dos oceanos em cada variável climática.

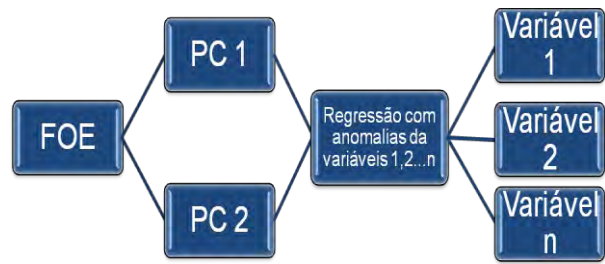


Figura 7: Determinação dos padrões dominantes FOE: Funções Ortogonais Empíricas; PC: Padrão Climático.

4. RESULTADOS

Este tópico está organizado em três seções, onde na primeira é exposta uma avaliação sazonal das simulações do modelo para o clima presente em comparação ao clima observado com o objetivo de validar o modelo. A segunda seção mostra os modos dominantes dos oceanos Atlântico e Pacífico e suas influências nas variáveis climáticas (temperatura, precipitação e umidade relativa). Na terceira seção são apresentadas as anomalias entre o HM e o clima presente ambos simulados pelo modelo, bem como as comparações com indicativos de registros paleoclimáticos.

4.1 Análises do clima presente

4.1.1 Temperatura

A Figura 8 mostra as temperaturas médias para o presente, sendo que a Figura 8.A mostra os valores observados pelo NCEP/Reanalysis e a Figura 8.B a temperatura média simulada pelo modelo, ambas corresponde ao verão (dezembro, janeiro e fevereiro).

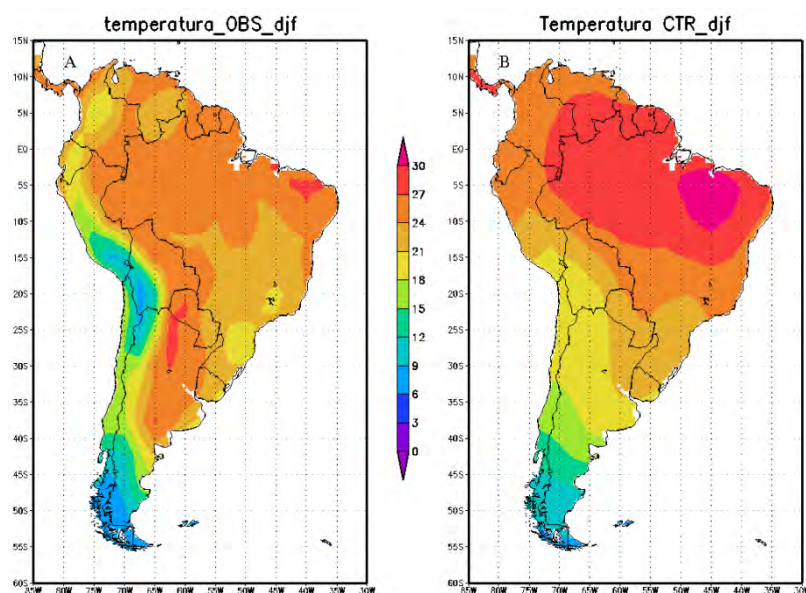


Figura 8: Temperatura média (°C) para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.

Os dados observados mostram que as temperaturas médias mais altas são registradas no nordeste do Brasil e norte da Argentina onde passam de 30° C, enquanto os menores valores médios são observados sobre a cordilheira dos Andes e extremo sul da AS situam-se em torno de 9° C. Já os dados simulados mostram que nas regiões norte e nordeste se encontram as maiores

temperaturas médias que passam de 30° C e as menores se encontram no sul que são em média de 9° C.

Comparando-se as Figuras, observa-se que o modelo simulou com maior intensidade a temperatura para as regiões norte e nordeste da América do Sul e com menor intensidade sobre os pampas argentinos e da cordilheira do Andes, enquanto que no extremo sul do continente a simulação reproduziu com alto grau de similaridade as baixas temperaturas.

A Figura 9A mostra as temperaturas médias observadas pelo NCEP/Reanalysis e a Figura 9.B as temperaturas médias simuladas pelo modelo, ambas para o período que corresponde ao inverno (junho, julho e agosto).

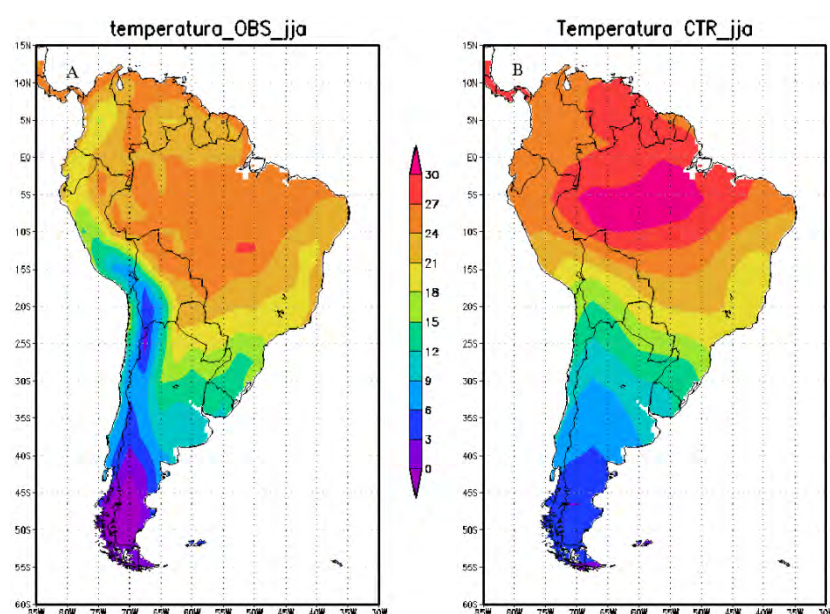


Figura 9: Temperatura média (°C) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada

Os dados observados mostram que durante esta estação as temperaturas máximas são registradas no norte e nordeste e apresentam em média valores de 27° C, enquanto as menores temperaturas são observadas na região sul do continente e nos Andes que podem atingir temperaturas menores que 0° C. O modelo mostra que a região norte apresenta temperaturas médias em torno de 30° C e na região sul estes valores giram em torno de 3° C.

Observa-se que assim como em djf, durante jja o que o modelo simulou uma intensificação dos campos de temperaturas para as regiões norte e nordeste da América do Sul e de menor intensidade sobre os Andes e no extremo sul do continente. Ainda para o inverno, a simulação reproduziu com

alto grau de similaridade as temperaturas sobre o sudeste e a região dos pampas. Cabe ressaltar também a grande variação sazonal (djf e jja) apresentada pelos dados observados e pelo modelo na região sul do continente.

4.1.2 Precipitação

A Figura 10 mostra a precipitação média diária (mm) durante o verão, (dezembro, janeiro e fevereiro).

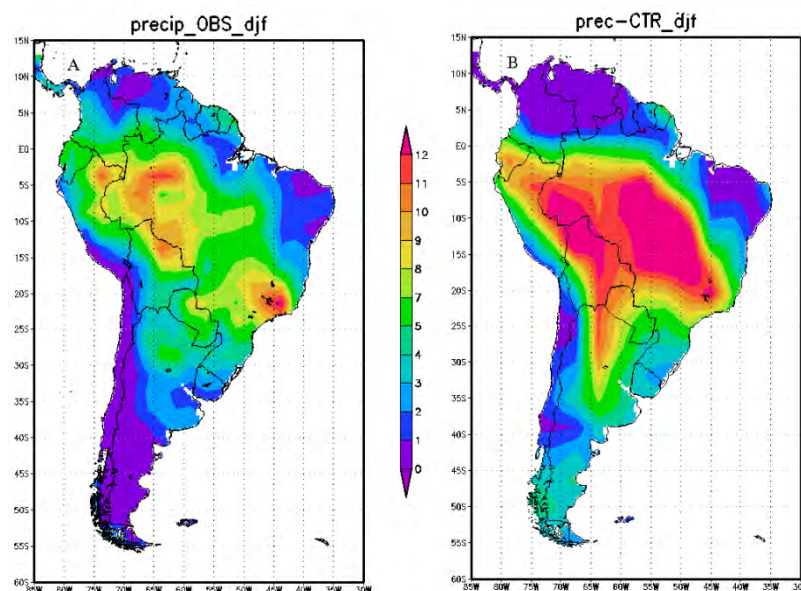


Figura 10: Precipitação média diária (mm) para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.

Na Figura 10.A, que representa a precipitação observada segundo NCEP/Reanalysis, percebe-se um padrão característico para esta época do ano com uma banda de nebulosidade no sentido sudeste/noroeste com os maiores valores observados nas regiões sudeste e norte que podem atingir em média 12 mm por dia. Já os menores valores são observados no sul e extremos norte do continente assim como em parte do nordeste com valores que atingem 0 mm por dia.

O modelo (Figura 10.B) mostra que nas regiões sudeste, centro-oeste e norte a precipitação é intensa com médias de 12 mm por dia, os menores valores são mostrados para o nordeste, extremo norte e região sul da AS com valores médios diários na ordem 1 mm por dia.

A diferença entre os dados observados e os simulados, é que os dados simulados mostram um aumento da precipitação sobre a região de atuação da ZCAS. No entanto, os baixos índices pluviométricos são bem representados pelo modelo nas regiões sul, parte do nordeste e extremo norte do continente.

A precipitação média observada para o período jja do NCEP/Reanalysis, é representada pela Figura 11.

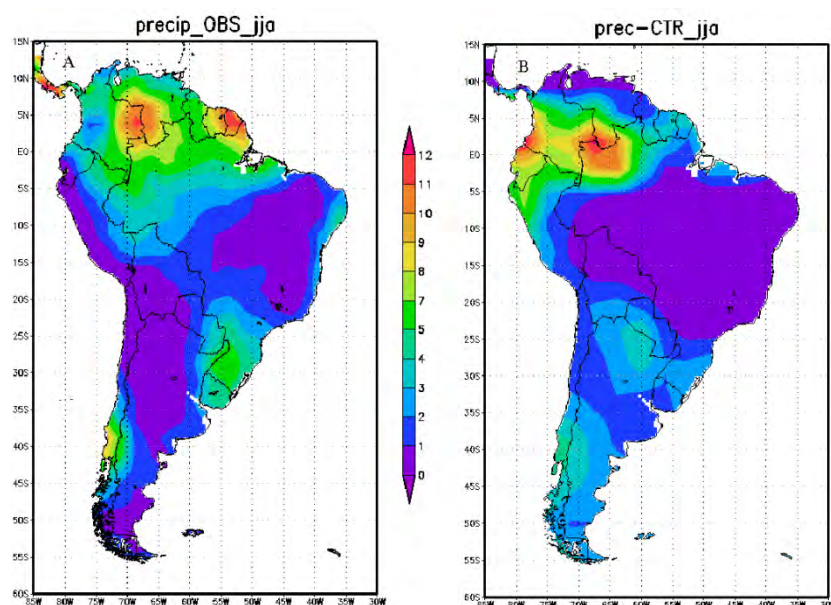


Figura 11: Precipitação média diária (mm) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada.

A Figura 11.A e demonstra que os maiores valores da precipitação em média 12 mm por dia, ocorrem no extremo norte do continente enquanto que nas regiões nordeste, sudeste sul e costa oeste os valores de precipitação chegando a nulos. A Figura 11.B, mostra a resposta do modelo para o clima presente, sendo na região norte, mostrados os maiores índices de precipitação que atingem 12 mm médios por dia, já o restante do continente apresenta índices pluviométricos de nulos.

Comparando os dados observados com os simulados, observa-se que o modelo simula de maneira satisfatória os campos de precipitação com valores muito próximos aos observados.

4.1.3 Umidade Relativa

A Figura 12 mostra o campo de umidade relativa durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

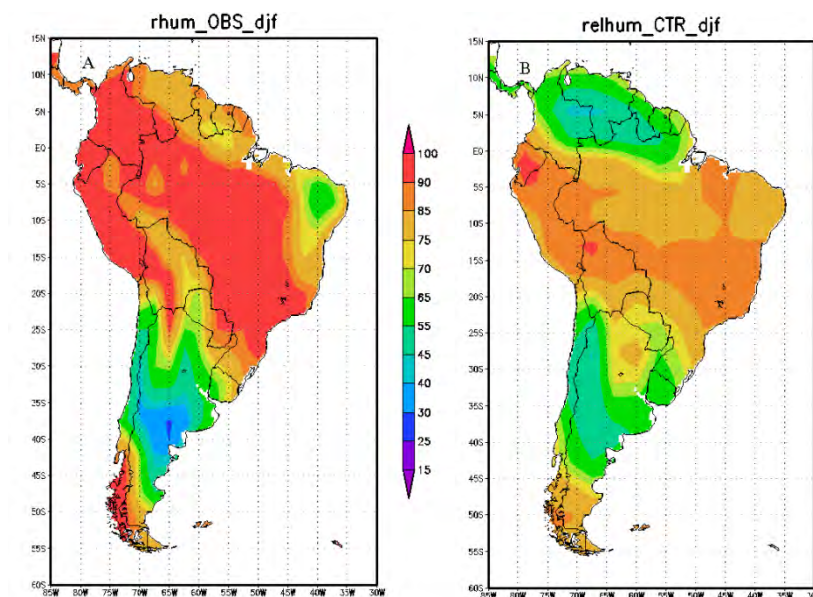


Figura 12: Umidade Relativa (%) para dezembro janeiro e fevereiro. A) Observada; B) Simulada.

A Figura 12.A mostra as condições observadas pelo NCEP/Reanalysis, em que cerca de 100% de umidade relativa se encontram distribuídos numa faixa de sentido sudeste/noroeste e no litoral tropical e equatorial banhado pelo Oceano Pacífico enquanto os menores valores são observados no sul cerca de 25% e em pequena parte do nordeste apresenta índices intermediários de 55%.

O campo de umidade relativa simulada pelo modelo e representado pela Figura 12.B, mostra que os valores giram em torno de 85% e estão presentes da costa leste a oeste do continente, cobrindo as regiões nordeste, sudeste, centro, noroeste e parte da região norte, já grande parte da região sul apresenta baixos índices bem como o extremo norte do continente que atingem 30%.

A principal diferença entre a umidade relativa observada e a simulada se encontra na intensidade em grande parte do continente e numa inversão em relação aos dados observados na região norte, no entanto os principais padrões de umidade relativa são representados pelo modelo.

A umidade relativa para os meses junho, julho e agosto é representada pela Figura 13.

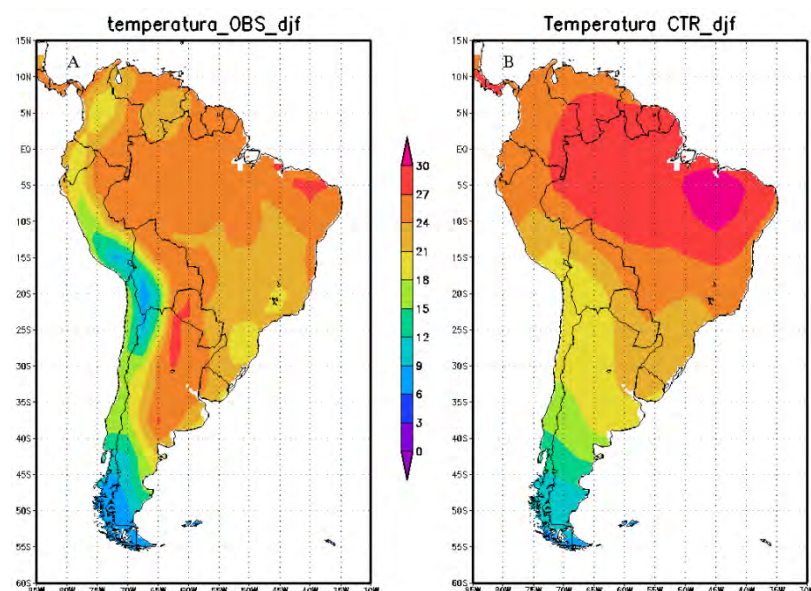


Figura 13: Umidade Relativa (%) para junho, julho e agosto. A) Observada; B) Simulada.

Os dados observados do NCEP/Reanalysis (Figura 13.A) mostram baixa umidade relativa de até 15%, nas regiões central do Brasil, sudeste, nordeste e litoral tropical oeste do continente enquanto os maiores valores se encontram na região norte, sul do Brasil e extremo sul do continente que apresentam índices de até 100%.

O modelo (Figura 13.B) mostra que numa faixa que se estende de leste a oeste do continente e cobre as regiões nordeste, norte, centro-oeste e sudeste os índices de umidade relativa atingem cerca de 25%. Nas demais regiões sul, litoral do nordeste e norte observa-se umidade relativas da ordem de 90%.

A diferença entre os dados observados e simulados é que o modelo mostra índices mais baixos sobre a grande parte do continente que encobre as regiões sudeste, nordeste, centro-oeste. Os valores observados nos pampas também mostram grande diferença.

4.2 Modos de variabilidade climática

Nesta seção serão analisados os três modos de variabilidade climática oceânicas estudadas localizadas no Atlântico Sul, Atlântico Equatorial e Pacífico Equatorial (SA, DA e ENOS) e seus impactos na variabilidade da temperatura, precipitação e umidade relativa.

4.2.1 Modo de variabilidade do Pacífico - El Niño Oscilação Sul (ENOS)

A Figura 14 mostra o modo de variabilidades do Oceano Pacífico ENOS durante o verão, sendo que a Figura 14.A mostra o clima presente observado pelo NCEP/Reanalysis, a Figura 14.B o simulado pelo modelo para o clima presente e a Figura 14.C mostra o simulado para o HM.

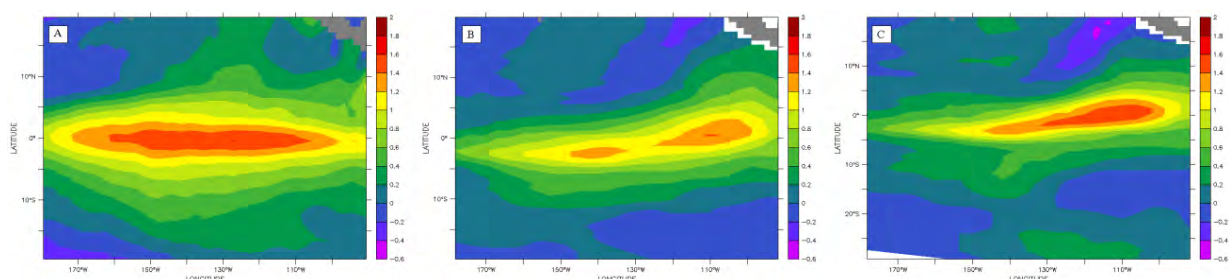


Figura 14: Modo de variabilidade ENOS para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

O ENOS para o período atual responde por 73,45% da variância dos dados climáticos na AS, já o simulado pelo modelo responde por 53,64% demonstrando que o modelo subestimou o impacto do ENOS para o período presente. Todavia, o ENOS para o HM se mostra semelhante ao simulado para o período atual, pois responde por 52,34% da variabilidade dos dados climáticos demonstrando desta forma que seria menos intenso.

A Figura 15 mostra o evento ENOS durante o inverno, sendo que a Figura 15.A mostra as condições presentes observadas pelo NCEP/Reanalysis, Figura 15.B representa as condições simuladas para o presente pelo modelo e a Figura 15.C mostra as condições do HM.

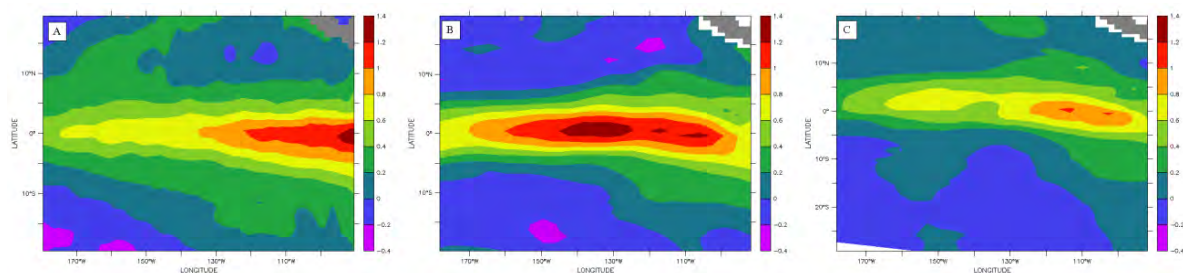


Figura 15: Modo de variabilidade ENOS para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

O ENOS simulado corresponde bem ao observado, pois respondem a 53,5% e 53,57% das variâncias dos elementos climáticos na AS respectivamente. Isto demonstra que o modelo conseguiu reproduzir de maneira satisfatória o ENOS durante o inverno. O ENOS durante o inverno do HM seria menos intenso que o atual, pois respondia por 36,8% da variância dos elementos climáticos.

4.2.1.1 Influência na Temperatura

A Figura 16 mostra a influência do ENOS na temperatura durante o verão.

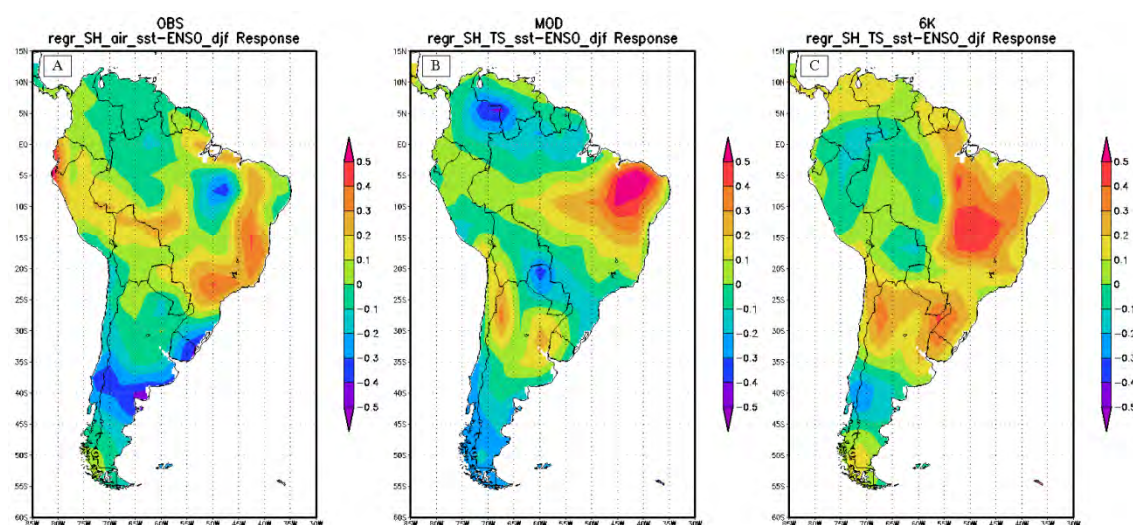


Figura 16: Regressão do ENOS com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima observado (Figura 16.A), observa-se que o ENOS causa queda de até 0,5° C nas temperaturas no sul do continente entre os pampas e patagônia e na região norte. Observa-se, também, um aumento em torno de 0,4° C nas temperaturas entre o sudeste, nordeste e no litoral oeste até o centro do continente.

O clima presente simulado pelo modelo (Figura 16.B) mostra que o ENOS influencia o aumento da temperatura de 0,4° C numa faixa que vai do nordeste à costa oeste e na região sul do continente entre os pampas e o litoral do Pacífico tropical. No entanto uma queda de até 0,4° C da temperatura é observado numa faixa que estende do sul do Brasil até a costa peruana.

Para o HM (Figura 16.C), observa-se que o ENOS influenciava à um aumento de até 0,5° C das temperaturas sobre o nordeste, sudeste na região

dos pampas no sul do continente. No entanto, uma diminuição de até $0,2^{\circ}\text{C}$ das temperaturas ocorria sobre a patagônia e região centro-oeste da Amazônia.

A Figura 17 mostra a influência do ENOS na temperatura durante o inverno.

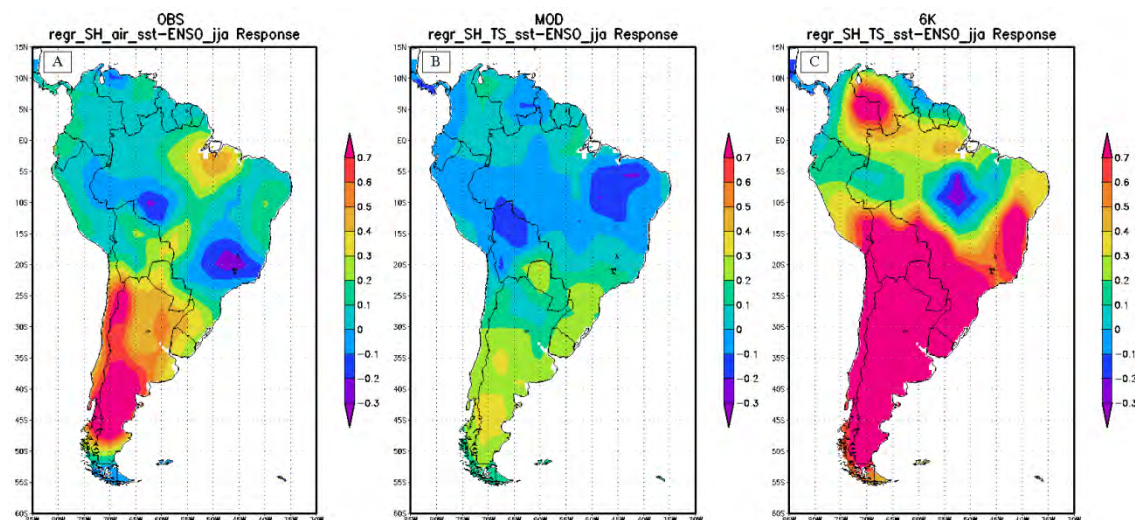


Figura 17: Regressão do ENOS com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o inverno, a Figura 17.A mostra que o ENOS causa uma diminuição de $0,3^{\circ}\text{C}$ da temperatura entre norte, centro e sudeste onde os maiores impactos são observados. No entanto, observa-se que a região sul desde os pampas até a Patagônia apresenta uma tendência a um aumento de $0,7^{\circ}\text{C}$ das temperaturas, assim como pequena área na região norte do Brasil.

A simulação para as condições presentes (Figura 17.B), mostra que o ENOS causa diminuição das temperaturas sobre todo o continente sendo as maiores influências observadas no nordeste e sobre a Bolívia onde ocorre queda de cerca de $0,2^{\circ}\text{C}$, todavia a região sul apresenta valores que mostram aumento das temperaturas na ordem de $0,2^{\circ}\text{C}$.

Para o HM (Figura 17.C), observa-se que o ENOS durante os meses de inverno influenciava um aumento de $0,7^{\circ}\text{C}$ das temperaturas em grande parte do continente desde a região centro-oeste, sudeste, parte do nordeste e todo o sul, assim como no extremo norte do continente. As influências ao decréscimo de temperatura se estendiam desde o litoral pacífico equatorial até a região Amazônica onde ocorriam decréscimos de $0,3^{\circ}\text{C}$.

4.2.1.2 Influência na Precipitação

A Figura 18 mostra a influência do ENOS na precipitação média diária sobre a AS durante o verão.

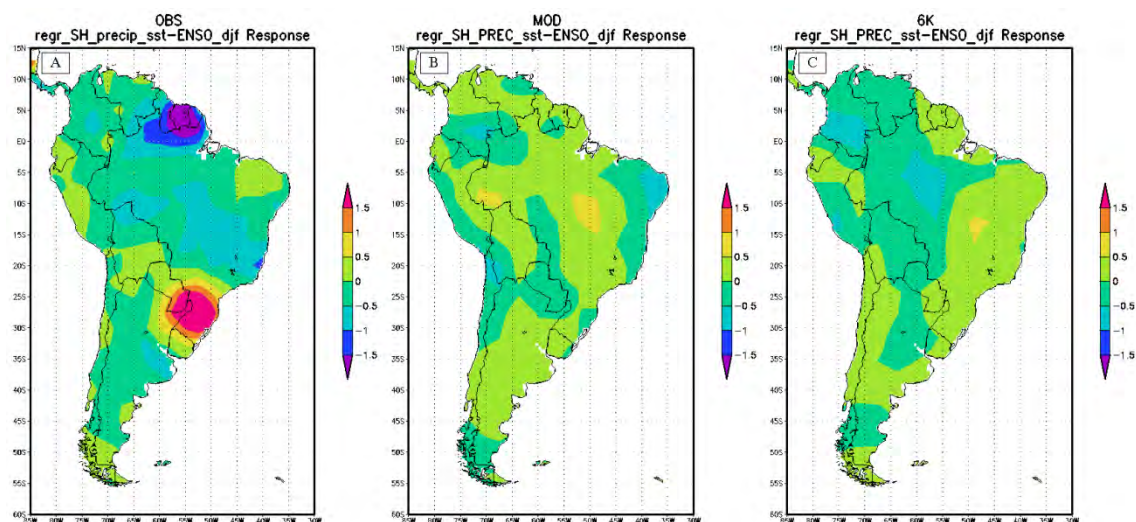


Figura 18: Regressão do ENOS com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima presente (Figura 18.A), observa-se que o ENOS causa uma diminuição da precipitação sobre grande parte do continente cobrindo as regiões nordeste, sudeste, centro, sul e seus maiores impactos com diminuições de até 2,5 mm diários são percebidos na região norte, no entanto há uma influência positiva no sul do Brasil com tendência a aumento da precipitação em até 2,5 mm por dia, assim como em pequena parte do nordeste.

Os impactos gerados pelo ENOS que foram simulados pelo modelo (Figura 18.B) mostram queda de precipitação sobre a costa do Pacífico, nordeste e em pequenas áreas sobre o norte do continente. Uma pequena influência ao aumento na precipitação é observada numa faixa que se estende do norte ao sul passando pelas regiões centro, sudeste e sul da AS com aumentos de 0,5 mm por dia .

Para o HM (Figura 18.C), observa-se que o ENOS causava queda de 0,5 mm por dia na precipitação da face ocidental do continente cobrindo as regiões norte, centro-oeste e pequena área do sul. Todavia, na face leste que abrange todo o litoral desde o norte passando pelo sudeste até o sul ocorria um aumento da precipitação de 0,5 mm por dia assim como o litoral e Andes chilenos.

A Figura 19 mostra a influência do ENOS na precipitação média diária sobre a AS durante o inverno.

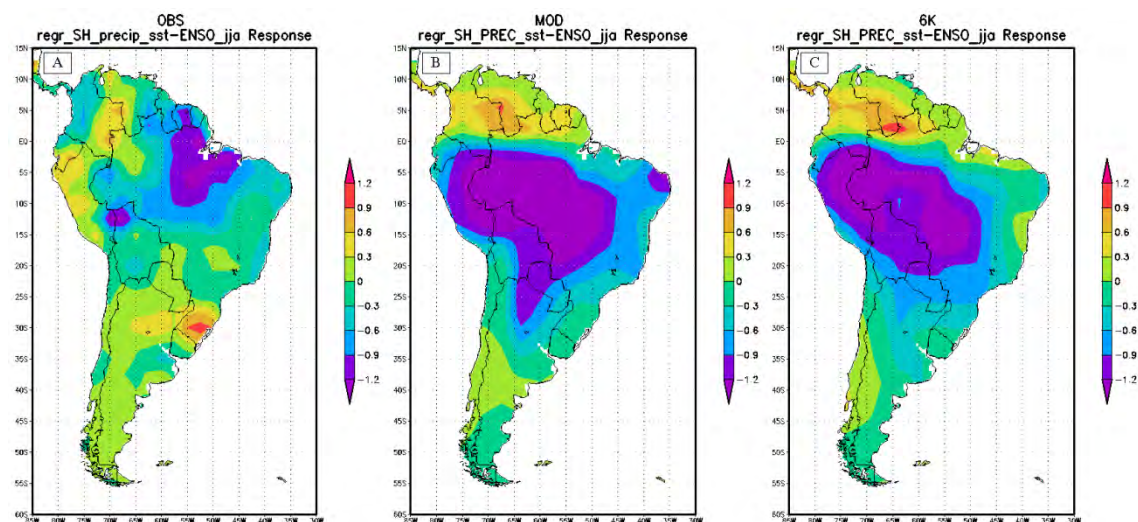


Figura 19: Regressão do ENOS com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Na Figura 19.A observa-se que o ENOS causa diminuição da precipitação sobre grande parte do continente durante o inverno abrangendo o sudeste, centro-oeste e as principais diminuições na ordem de 0,9 mm por dia são observadas na região norte para as condições atuais do NCEP/Reanalysis.

Os resultados do modelo para o clima presente (Figura 19.B) mostram que o ENOS causa queda de 0,9 mm por dia na precipitação sobre grande parte da AS cobrindo desde a costa Atlântica até ao Pacífico assim como uma diminuição da precipitação sobre o sul do continente, com exceção da região norte onde é observada uma tendência de aumento das chuvas em 0,9 mm.

O modelo mostra que durante o inverno do HM (Figura 19.C), o ENOS causava forte diminuição da precipitação sobre o continente principalmente na face oeste e regiões centro-oeste e sudeste com decréscimos de 0,9 mm, enquanto no região norte apresentava uma tendência de aumento de 0,9 mm.

4.2.1.3 Influência na Umidade Relativa

A Figura 20 mostra a influência do ENOS na umidade relativa durante o verão.

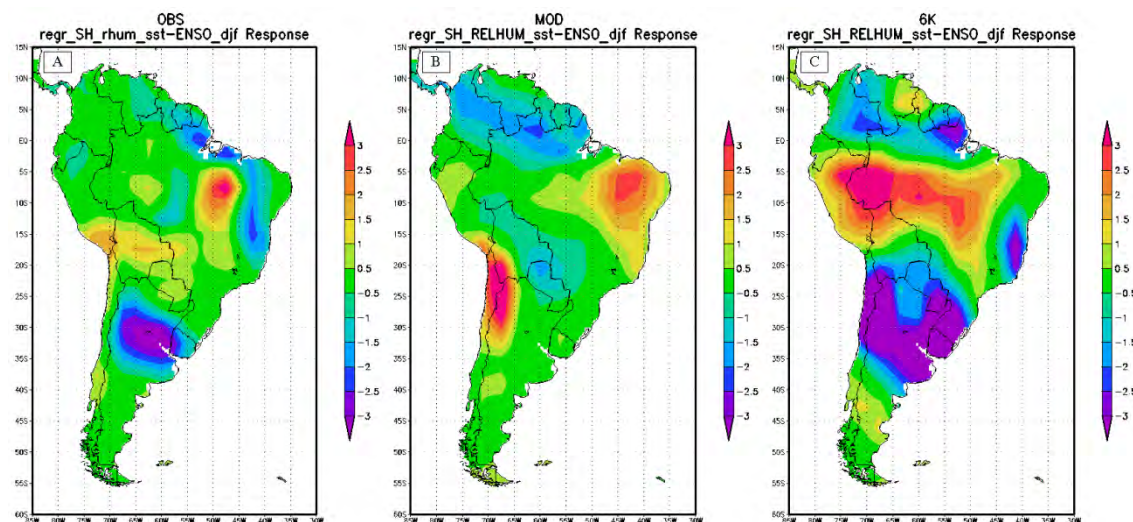


Figura 20: Regressão do ENOS com as anomalias de umidade relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima observado (Figura 20.A), observa-se que o ENOS causa diminuição da umidade relativa em grande área do continente sendo os maiores decréscimos de até 3% no nordeste, litoral norte e região dos pampas enquanto na região boliviana e entre as fronteiras do nordeste e norte valores positivas de 3% são observados.

A resposta do modelo para o clima atual (Figura 20.B), mostra que a umidade relativa aumenta até 3% em função do ENOS no nordeste brasileiro e costa chilena, contudo há um tendência a decréscimo em torno de 2% no norte do continente e sobre o Paraguai enquanto no restante da AS pequenas variações na ordem de 0,5% são observadas.

As condições do HM mostram que o ENOS intensificava a diminuição da umidade relativa em 3% sobre a região dos pampas, parte do sudeste e área equatorial do continente. Todavia, ocorria um expressivo impacto sobre a região norte e centro-oeste onde foram observadas fortes tendências a aumento superiores a 3%.

A Figura 21 mostra influência do ENOS na umidade relativa durante o inverno.

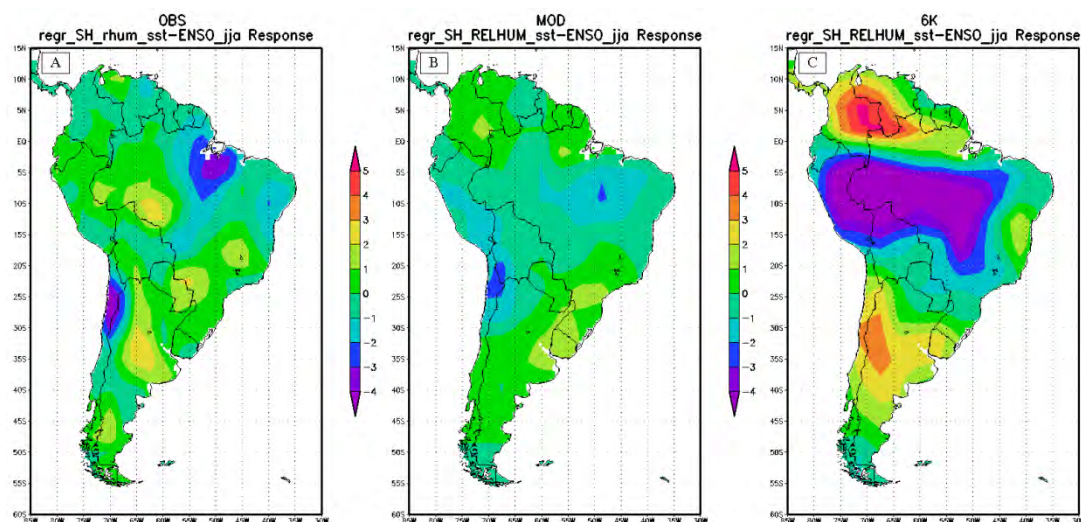


Figura 21: Regressão do ENOS com as anomalias de umidade relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 21.A mostra que o ENOS causa diminuição da umidade relativa em grande parte do continente sendo os maiores impactos negativos na ordem 4% observados na região norte e no litoral do Chile. No entanto, pequenas áreas como os pampas, depressão do Chaco sobre no Paraguai e em regiões no sudeste, norte e sul da AS apresentam tendências ao aumento de no máximo 3%.

A condição simulada pelo modelo para o clima presente (Figura 21.B), mostra que a umidade relativa é baixa em todo o continente principalmente na região norte, parte do nordeste e no litoral do Pacífico onde os valores das regressões mostram diminuições em até 3%. Pequenas tendências de aumento são observadas na região sul do Brasil na ordem de 2%.

Durante o HM (Figura 21.C), o ENOS, causava aumento de até 6% da umidade relativa no extremo norte numa faixa que se estende de leste a oeste com os maiores valores observados sobre a Venezuela e no sul da AS entre o Pacífico e o Atlântico onde aumentavam 2%. Contudo, o ENOS causava queda da umidade relativa sobre a maior parte do continente. Numa área que abrange o nordeste e o sudeste as quedas eram de 2%, e os impactos negativos mais expressivos de até 4% se encontravam sobre o centro, oeste e parte da região norte.

4.2.2 Modo de variabilidade do Atlântico Sul - SA

A Figura 22 mostra o modo de variabilidade do Oceano Atlântico Sul – AS durante o verão.

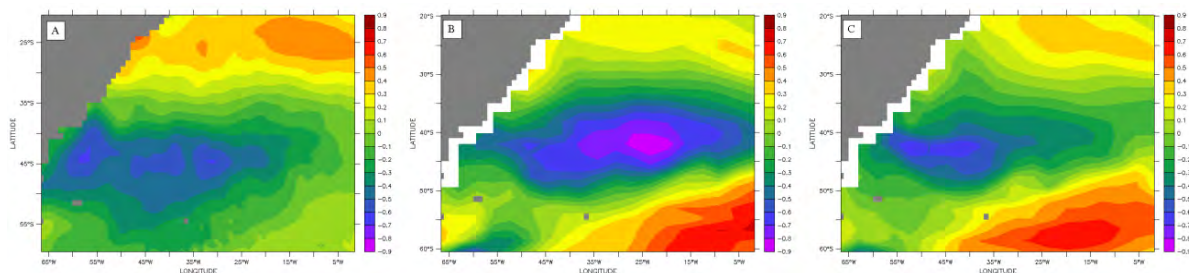


Figura 22: Modo de variabilidade SA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 22.A o clima presente observado pelo NCEP/Reanalysis, a Figura 22.B o clima simulado pelo modelo para o clima presente e a Figura 22.C simulado para o HM.

Comparando SA observado e o simulado para presente, conclui-se que o modelo simulou de maneira satisfatória as condições de TSM, pois explicam 16,6% e 19,59% da variância das anomalias observadas nas variáveis climáticas. Para o HM, observa-se que o SA era ligeiramente mais intensos que às condições atuais, pois respondia por 17,3% da variância das anomalias.

A Figura 23 mostra o evento SA durante o inverno.

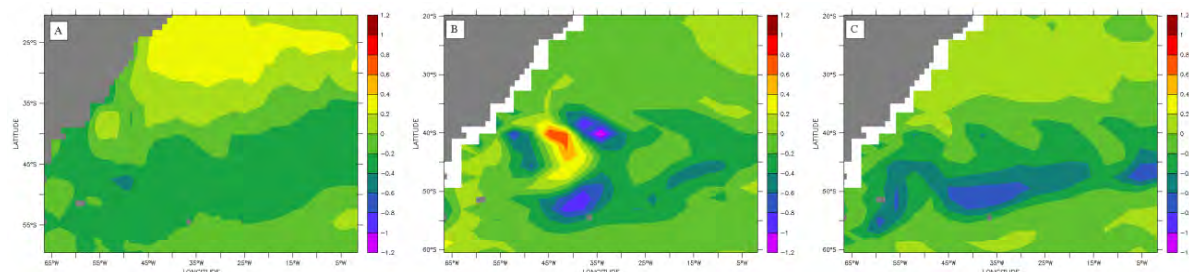


Figura 23: Modo de variabilidade SA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 23.A mostra as condições presentes observadas pelo NCEP/Reanalysis, a Figura 23.B representa as condições simuladas pelo modelo para o e a Figura 23.C as condições simuladas do HM.

Comparando as observações (Figura 23.A) com as simulações para o presente (Figura 23.B) conclui-se que o modelo simula de maneira satisfatória as condições de TSM pois explicam 14,9% e 15,67% da variância das anomalias do elementos climáticos respectivamente. No HM (Figura 23.C), o

SA se mostrava mais fraco pois influenciavam em 13,4% da variância das anomalias.

4.2.2.1 Influência na Temperatura

A Figura 24 mostra a influência do SA na temperatura durante o verão.

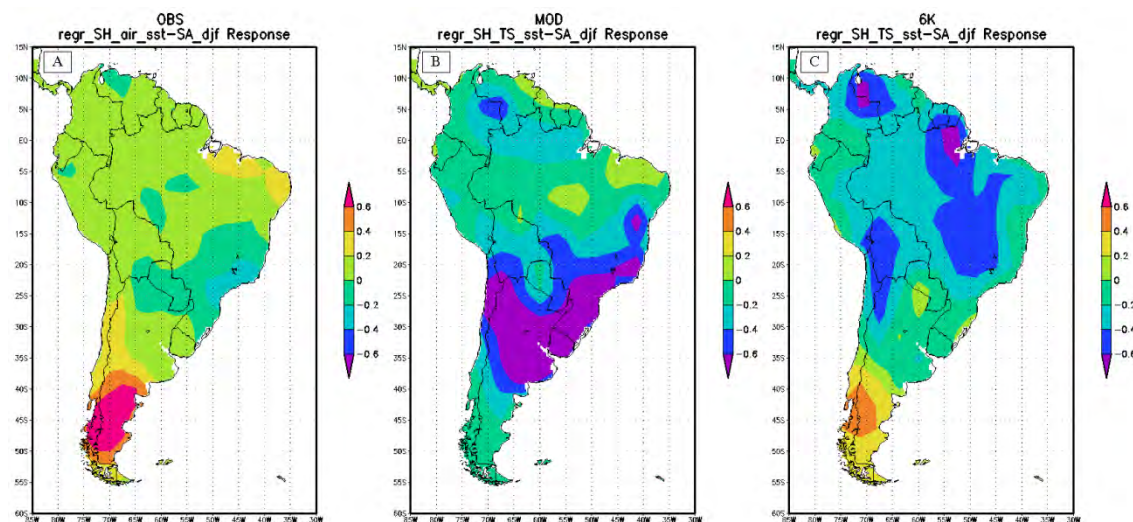


Figura 24: Regressão do SA com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima observado (Figura 24.A), nota-se que o SA causa quedas nas temperaturas nas regiões sudeste de até $0,4^{\circ}\text{C}$, e em pequena parte do sul e sobre a Depressão do Chaco. No restante da AS um aumento de $0,2^{\circ}\text{C}$ é observado, com exceção do extremo sul do continente, região da Patagônia onde as temperaturas tendem a aumentar de maneira mais expressiva até $0,6^{\circ}\text{C}$.

O clima presente simulado pelo modelo (Figura 24.B) mostra que o SA influencia a queda da temperatura em até $0,6^{\circ}\text{C}$ numa faixa que vai do litoral do sudeste à costa oeste passando pelos pampas na região sul do continente assim como na região norte. Nas demais regiões, no entanto, uma queda mais amena da ordem de $0,2^{\circ}\text{C}$ da temperatura é observada excetuando parte do nordeste onde a temperatura aumenta $0,2^{\circ}\text{C}$.

Para o HM (Figura 24.C), observa-se que o SA influenciava à queda de $0,6^{\circ}\text{C}$ das temperaturas na maior parte da AS sendo as maiores quedas observadas sobre o norte, nordeste, sudeste, centro-oeste e sobre os Andes chilenos e bolivianos, enquanto o extremo sul apresentava um tendência a aumento de $0,4^{\circ}\text{C}$.

A Figura 25 mostra a influência do SA na temperatura durante o inverno.

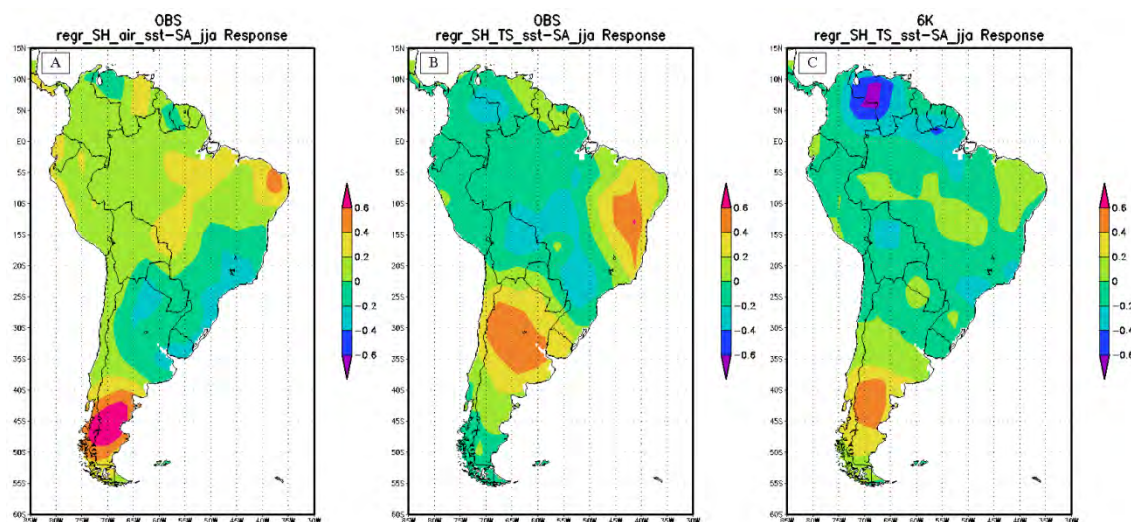


Figura 25: Regressão do SA com as anomalias de temperatura para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 25.A mostra que o SA durante o inverno causa uma diminuição de até $0,4^{\circ}\text{C}$ na temperatura entre o sudeste, sul na região dos Pampas e a região da Depressão do Chaco. Nas demais áreas do continente observam-se uma influência ao aumento da temperatura, principalmente sobre os litorais nordeste e norte que aumentam em torno de $0,4^{\circ}\text{C}$, no centro-oeste e no extremo sul do continente onde são observados os maiores impactos as temperaturas aumentam até $0,6^{\circ}\text{C}$.

A simulação para as condições presentes (Figura 25.B), mostra que o SA causa diminuição de até $0,4^{\circ}\text{C}$ das temperaturas sobre grande área do continente numa faixa sentido sudeste/noroeste cobrindo toda a região norte. No entanto, o nordeste e a região dos Pampas apresentam tendências ao aumento das temperaturas que giram em torno de $0,4^{\circ}\text{C}$.

Para o HM (Figura 25.C) observa-se que, o SA durante os meses de inverno causava influências que diminuía as temperaturas em grande área do continente estando os maiores impactos localizados no norte do continente, onde a temperatura diminuía mais que $0,6^{\circ}\text{C}$ enquanto na região da Patagônia, ocorria uma tendência ao aumento da temperatura na ordem de $0,6^{\circ}\text{C}$.

4.2.2.2 Influência na Precipitação

A Figura 26 mostra a influência do SA na precipitação média diária sobre a AS durante o verão.

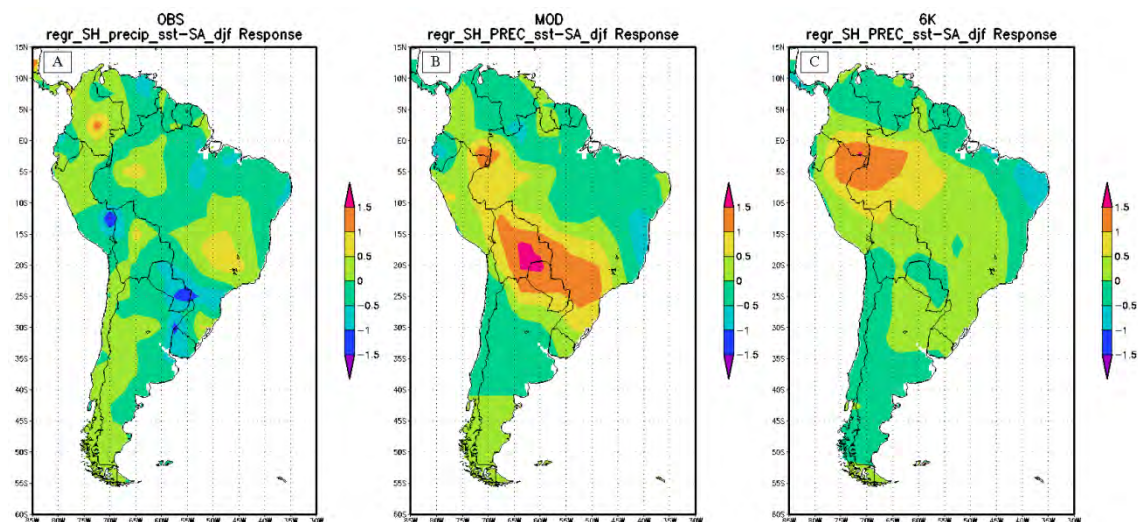


Figura 26: Regressão do SA com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima presente (Figura 26.A), observa-se que o SA causa uma diminuição da precipitação sobre grande parte do continente cobrindo as regiões nordeste, centro e sul onde se encontram as maiores quedas em torno de 1 mm. No sudeste e partes da região norte, há uma pequena tendência ao aumento da precipitação na ordem de 1 mm.

As impactos gerados pelo SA simulados pelo modelo (Figura 26.B) mostram queda na precipitação entre o nordeste e norte assim como na região sul de 0,5 mm. No entanto, uma tendência ao aumento da precipitação de até 2 mm é observada numa faixa que se estende do sul ao noroeste encobrindo as regiões sudeste e centro da AS.

Para o HM (Figura 26.C), observa-se que o SA causava queda na precipitação de até 1,5 mm entre os litorais das regiões norte e nordeste assim como na Patagônia e na região sul, contudo ocorria um aumento da precipitação no sudeste, centro-oeste e as maiores influências se encontravam na região norte onde a precipitação aumentava até 1,5 mm.

A Figura 27 mostra a influência do SA na precipitação média diária sobre a AS durante o verão.

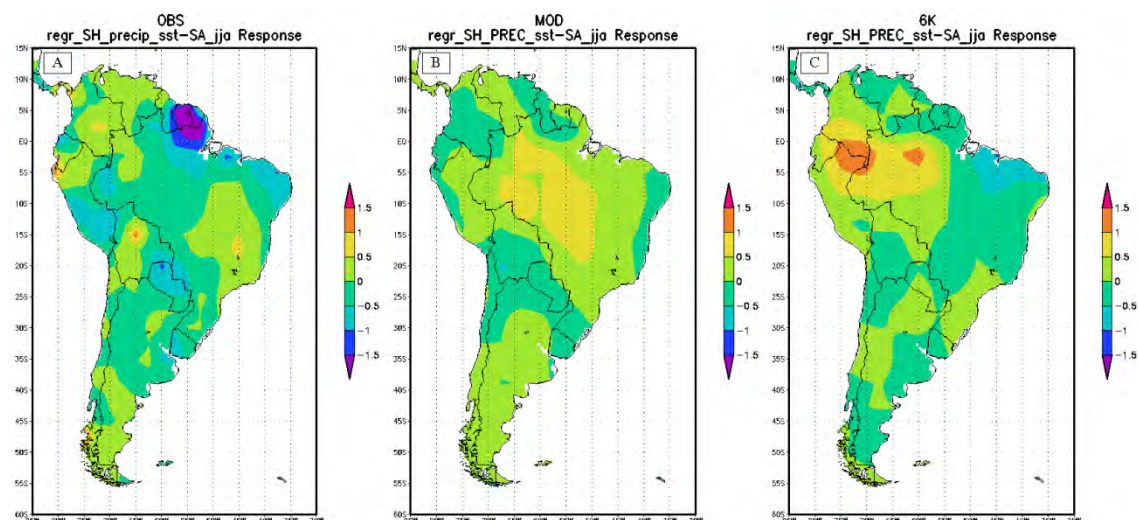


Figura 27: Regressão do SA com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o inverno observa-se que de acordo com os dados do NCEP/Reanalysis (Figura 27.A), o modo SA causa diminuição da precipitação nas regiões sul, nordeste, centro-oeste e norte onde atingem quedas de 2 mm. As influências positivas, ou seja, tendências para aumento da precipitação ocorrem nas regiões sudeste, extremos sul e norte em torno de 0,5 mm.

Os resultados do modelo para o presente (Figura 27.B) mostram que o modo SA causa diminuição da precipitação numa faixa ao sul do continente que vai do litoral Atlântico ao Pacífico passando pelos Pampas de 1 mm, assim como nos litorais nordestino e oeste equatorial, no entanto, uma influência positiva é observada nas regiões centrais, norte, sudeste e sul da AS onde a precipitação aumenta em até 1 mm.

O modelo mostra que durante o inverno do HM (Figura 27.C), o modo SA causava diminuição da precipitação sobre o continente principalmente nos litorais norte e nordeste na ordem de 0,5 mm. Em determinadas áreas das regiões sudeste e sul e noroeste do continente ocorria uma aumento da precipitação de até 1,5 mm principalmente nas fronteiras entre Brasil, Venezuela e Peru.

4.2.2.3 Influência na Umidade Relativa

A Figura 28 mostra a influência do SA na umidade relativa durante o verão.

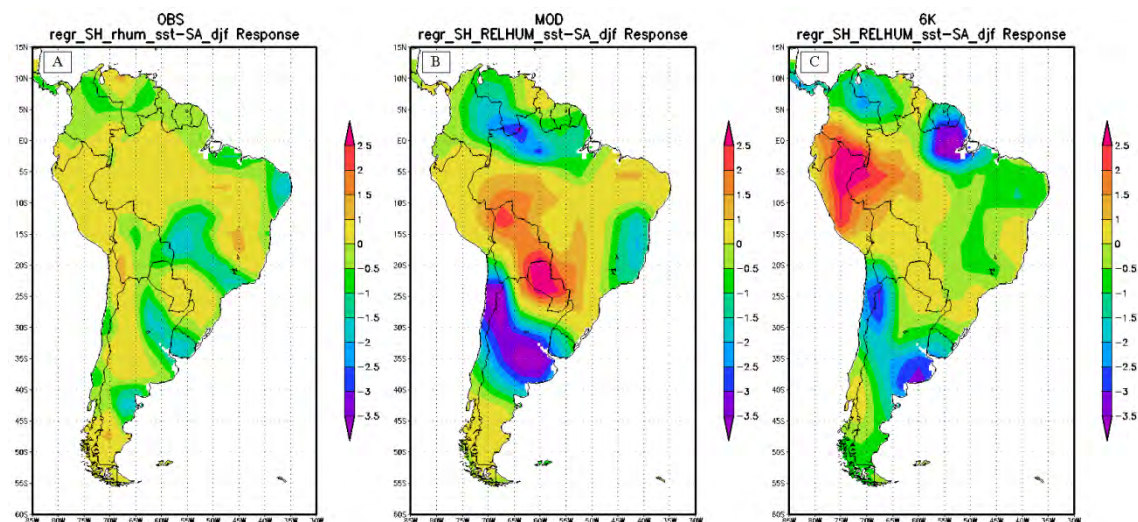


Figura 28: Regressão do SA com as anomalias de umidade relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

O clima observado (Figura 28.A), mostra que ocorre uma diminuição da umidade relativa de até 2% nos litorais nordeste e norte assim como no interior do continente entre o sudeste e sul, contudo um aumento de até 1% ocorria entre o litoral oeste, noroeste e regiões centro, nordeste, sudeste e sul.

A resposta do modelo para o clima atual (Figura 28.B), mostra que a umidade relativa aumenta em função do SA no extremo sul e numa faixa do território que estende da costa leste à oeste sendo na Depressão do Chaco e o planalto da Bolívia que observa-se os aumentos de até 2,5%. Durante este mesmo período ocorre uma tendência a decréscimo de 3,5% da umidade relativa nas regiões norte equatorial, parte do litoral nordestino e região dos Pampas.

As condições do HM (Figura 28.C) mostram que o SA causava diminuição da umidade relativa sobre a região dos pampas, interior do sudeste e nordeste assim como nos litorais nordeste e norte onde o modelo aponta a decréscimos de 3,5%. Todavia, ocorria um aumento da umidade relativa sobre as regiões centro-oeste da AS com as maiores influências sobre Peru onde aumentava 2,5%.

A Figura 29 mostra influência do SA na umidade relativa durante o inverno.

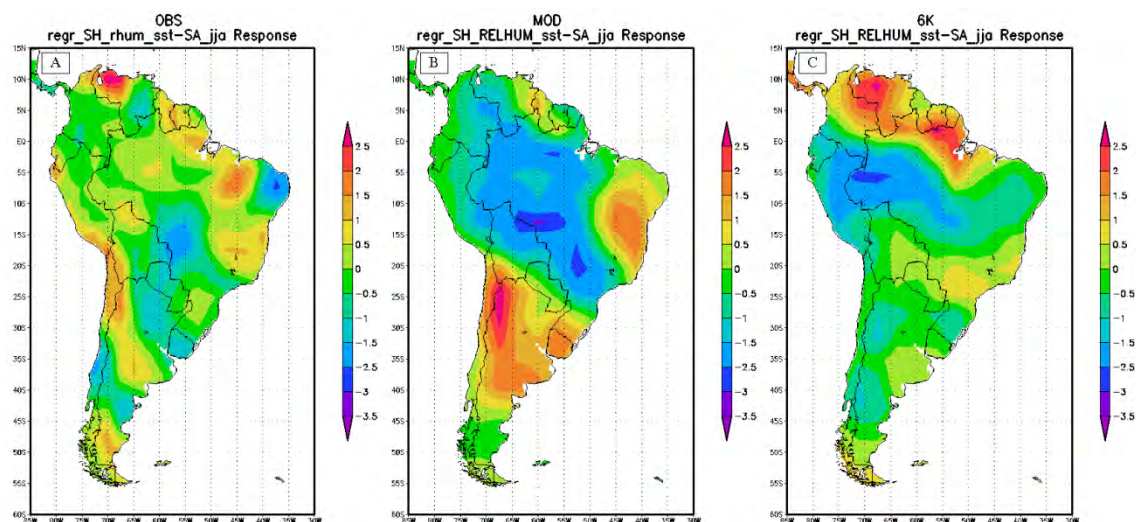


Figura 29: Regressão do SA com as anomalias de umidade relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 29.A mostra que o SA causa queda de 2,5% da umidade relativa nas regiões central, partes do sudeste, litoral do nordeste, extremo sul e na região dos Pampas. O aumento de 2% da umidade é observado na região entre o nordeste e sudeste, litoral norte e numa faixa que estende entre a costa do Chile e parte da região sul.

A condição simulada pelo modelo para o clima presente (Figura 29.B), mostra que a umidade relativa é baixa em grande parte do continente principalmente na regiões norte e centro onde há uma diminuição de até 2,5%. Todavia, uma tendência ao aumento é simulado sobre parte do litoral do nordeste e sobre os Pampas.

Durante o HM (Figura 29.C), o SA causava aumento de 2,5% da umidade relativa no litoral norte banhado pelo Oceano Atlântico e de 1% em pequena área entre o sudeste e o Paraguai. Todavia, o restante da AS experimentava baixos valores de umidade relativa principalmente em sua porção noroeste sobre o Peru onde as quedas eram da ordem de 2%.

4.2.3 Modo de variabilidade do Atlântico Equatorial (Dipolo do Atlântico) - DA

A Figura 30 mostra o modo de variabilidade do Oceano Atlântico Equatorial configurando o Dipolo do Atlântico (DA) durante o verão.

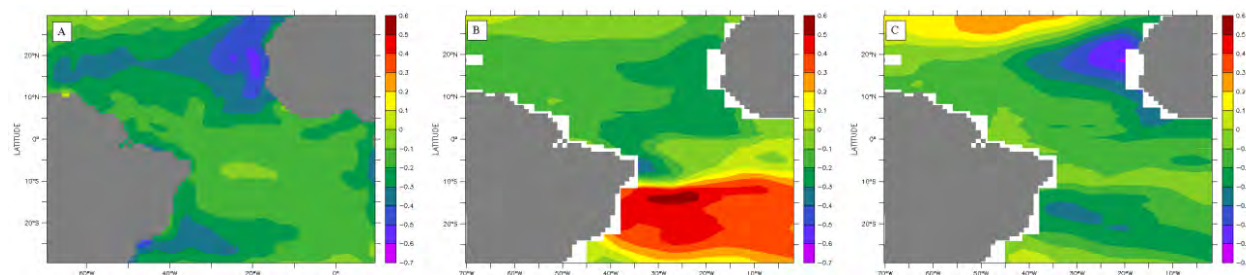


Figura 30: Modo de variabilidade DA para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 30.A as condições de TSM para o clima observado pelo NCEP/Reanalysis, a Figura 30.B representa a TSM simulada pelo modelo para o clima presente e a Figura 30.C as condições de TSM simulada para o HM.

Comparando DA observado e o simulado para presente, observa-se que o modelo simulou de maneira coerente o dipolo no oceano. No entanto não diferem muito quanto às influências nos dados climáticos, pois estes padrões são responsáveis por 33,23% e 32,48% da variância nas anomalias dos elementos climáticos respectivamente. Para o HM, observa-se que o DA era ligeiramente mais fraco que às condições atuais, pois respondia por 29,56% da variância dos elementos climáticos.

A Figura 31 mostra o DA durante o inverno.

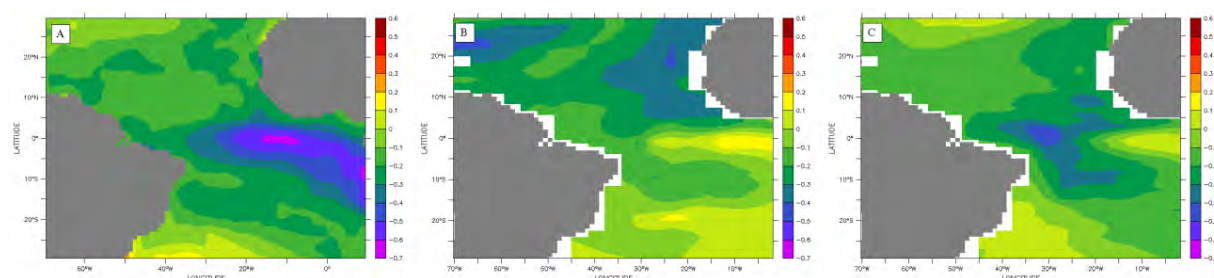


Figura 31: Modo de variabilidade DA para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o presente; C) HM.

A Figura 31.A representa as condições observadas pelo NCEP/Reanalysis, Figura 31.B representa as condições simuladas pelo modelo para o clima presente e a Figura 31.C mostra as condições simuladas para o HM.

Comparando as condições atuais observadas e simuladas, observa-se que o modelo simula de maneira pouco mais fraca as condições de TSM, pois este modo de variabilidade explica 29,02% e 28,44% da variância das anomalias dos elementos climáticos respectivamente. A simulação do HM mostra que o DA causava menores variância nos elementos climáticos explicando apenas 27,41% das anomalias.

4.2.3.1 Influência na Temperatura

A Figura 32 mostra a influência do DA na temperatura durante o verão.

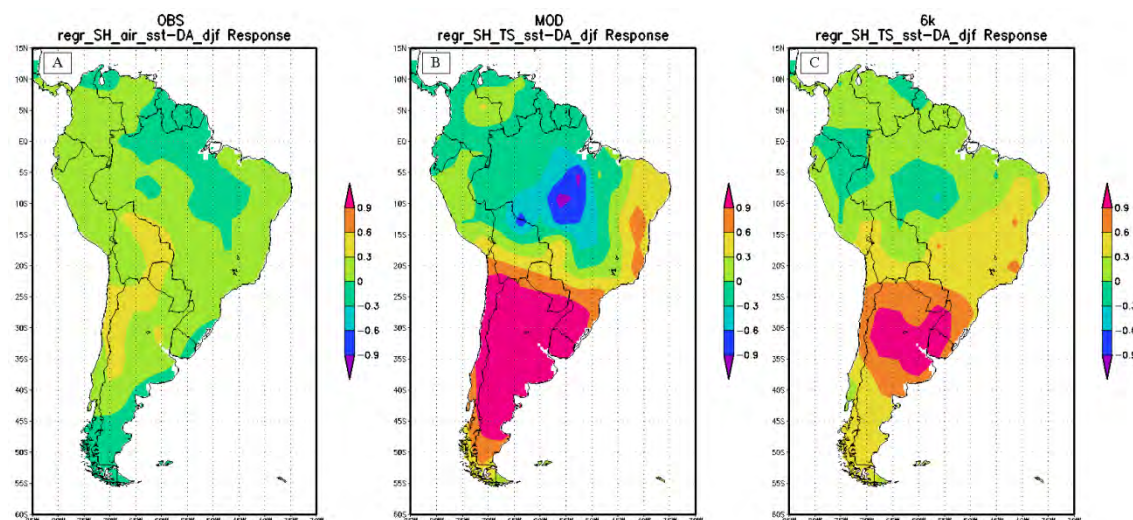


Figura 32: Regressão do DA com as anomalias de temperatura para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima observado (Figura 32.A), observa-se aumento de $0,6^{\circ}\text{C}$ nas temperaturas no sul e em uma área que compreende a região norte e parte da região centro-oeste. No entanto, ocorre ainda uma diminuição de $0,3^{\circ}\text{C}$ no norte e no sul do continente, sendo os maiores impactos registrados à sudoeste enquanto no restante da AS é observado apenas um ligeiro aumento.

O clima presente simulado pelo modelo (Figura 32.B) mostra que o DA influencia a queda da temperatura nas regiões norte e centro-oeste onde observa-se tendências de quedas de $0,9^{\circ}\text{C}$. Na área que compreende desde o litoral do nordeste e todo o sul do continente observam-se fortes tendências ao aumento das temperaturas da ordem de $0,9^{\circ}\text{C}$.

Durante o verão do HM (Figura 32.C), modelo mostra que o DA causava aumento das temperaturas em quase todo continente principalmente na região dos Pampas que aumentava $0,9^{\circ}\text{C}$, a exceção ocorria apenas em pequenas áreas na região norte que experimentava tendência a diminuição da temperatura de $0,3^{\circ}\text{C}$.

A Figura 33 mostra a influência do DA na temperatura durante o inverno.

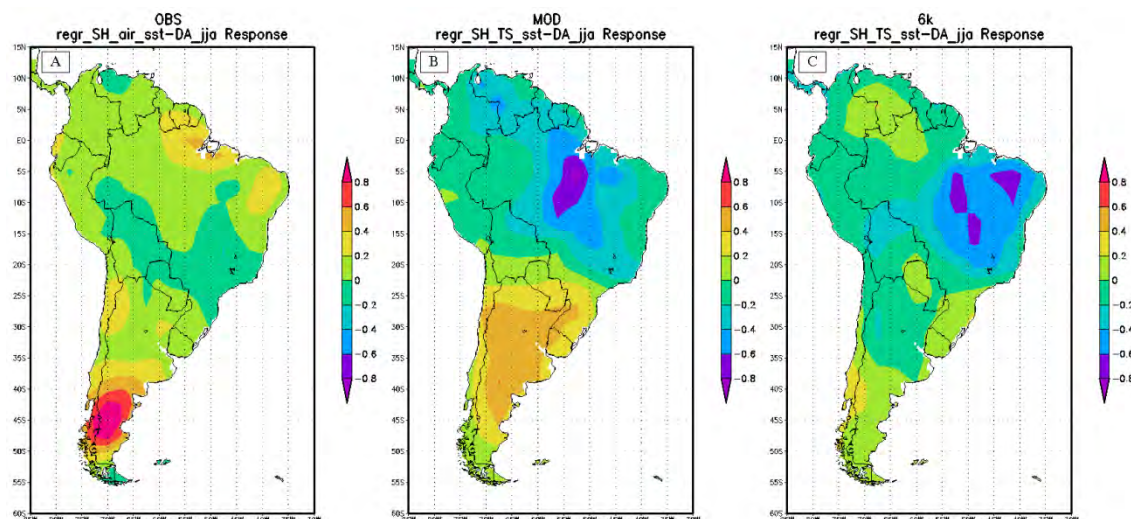


Figura 33: Regressão do DA com as anomalias de temperatura para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 33.A mostra que o DA durante o inverno causa diminuição de $0,2^{\circ}\text{C}$ na temperatura entre o sudeste, interior do nordeste e nas regiões centrais do continente mais especificamente nas fronteiras do Brasil. O restante do continente apresentava tendências ao aumento das temperaturas com destaque para o extremo sul da AS e litoral da região norte onde as temperaturas aumentam $0,8^{\circ}$ e $0,6^{\circ}\text{C}$ respectivamente.

A simulação para as condições presentes (Figura 33.B), mostra que o DA causa diminuição das temperaturas em todo o sudeste, norte e nordeste da AS onde foram simuladas as maiores quedas na ordem $0,8^{\circ}\text{C}$, para a região sul o modelo mostrou tendências ao aumento das temperaturas de $0,2^{\circ}\text{C}$.

Para o HM (Figura 33.C) o modelo mostra que o DA durante os meses de inverno causava aumento de até $0,4^{\circ}\text{C}$ nas temperaturas na região sul e em parte do norte, o restante do continente experimentava decréscimo das temperaturas, sendo o nordeste o local de maiores impactos, onde a temperatura diminuía até $0,8^{\circ}\text{C}$.

4.2.3.2 Influência na Precipitação

A Figura 34 mostra a influência do DA na precipitação média diária sobre a AS durante o verão.

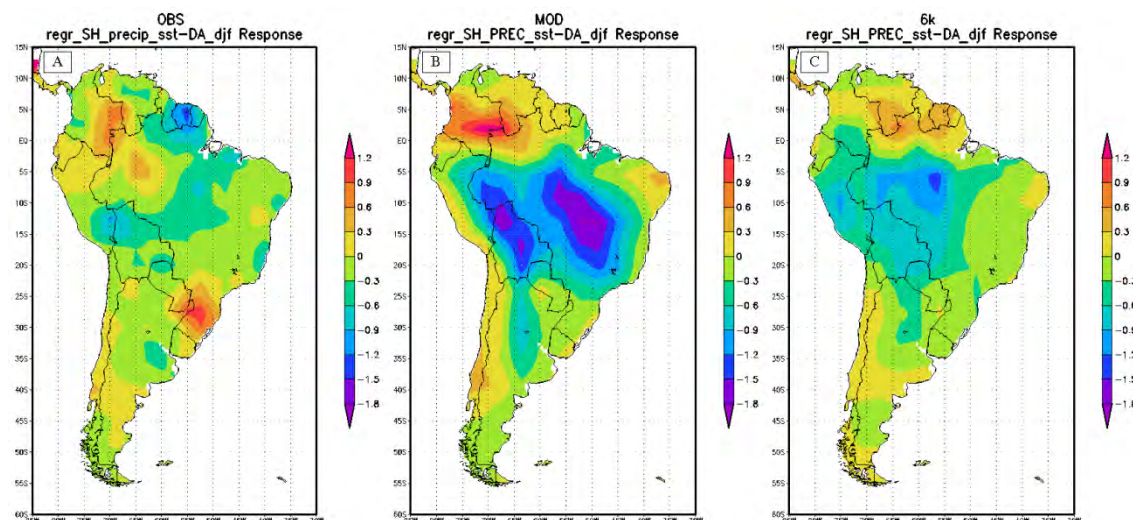


Figura 34: Regressão do DA com as anomalias de precipitação para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima presente (Figura 34.A), observa-se que o DA causa uma diminuição da precipitação sobre grande parte do continente cobrindo as regiões nordeste, centro, sul e norte onde são observados os maiores decréscimos da ordem de 1,2 mm. Todavia, tendências ao aumento são observadas em pequenas áreas a noroeste, sul do Brasil e sul do continente que podem atingir 1,2 mm.

Os impactos simulados pelo modelo para o DA (Figura 34.B) mostram forte queda da precipitação de até 1,8 mm nas regiões sudeste, centro-oeste, pequena área sobre os Pampas e interior do nordeste. No litoral do nordeste, costa oeste e extremo norte da AS o modelo mostra que há tendências ao aumento de até 1,2 mm na precipitação.

Durante o HM (Figura 34.C), o DA causava queda na precipitação entre a costa oeste e leste da AS sendo nas regiões norte e centro-oeste os locais que demonstravam diminuição de até 0,9 mm. As influências ao aumento podiam ser observadas apenas no extremo norte do continente e em pequena área no sul do continente que girava em torno de 0,9° C.

A Figura 35 mostra a influência do DA na precipitação média diária sobre a AS durante o inverno.

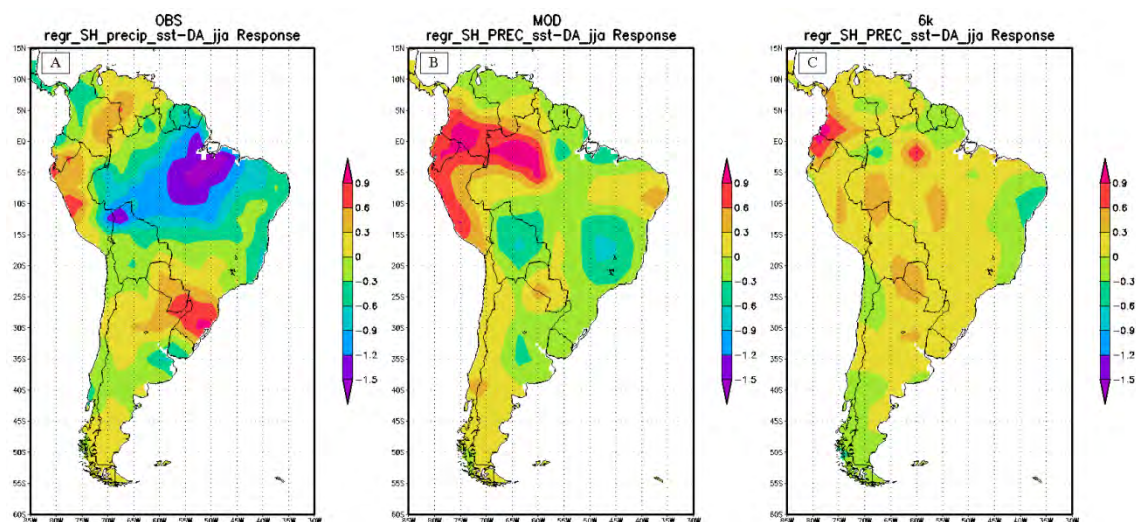


Figura 35: Regressão do DA com as anomalias de precipitação para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Na Figura 35.A observa-se que os dados do NCEP/Reanalysis indicam que o modo DA causa diminuição de até 0,9 mm da precipitação nas regiões nordeste, centro-oeste, e norte. As influências positivas ocorrem nas regiões noroeste e extremo norte assim como no sul do Brasil e região dos Pampas onde ocorre aumento de 1,2 mm.

Os resultados do modelo (Figura 35.B) mostram que o modo DA causa diminuição de até 1,8 mm na precipitação em toda área central do continente principalmente sobre o sudeste, no entanto há aumento de 1,2 mm da precipitação em todo o litoral oeste, pequena parte do litoral do nordeste e na região norte.

O modelo mostra que durante o inverno do HM (Figura 35.C), o modo DA causava aumento de 0,3 mm na precipitação em todo o continente exceto em pequenas áreas do litoral nordestino e extremo sul onde ocorria diminuições de 0,3 mm.

4.2.3.3 Influência na Umidade Relativa

A Figura 36 mostra a influência do DA na umidade relativa durante o verão.

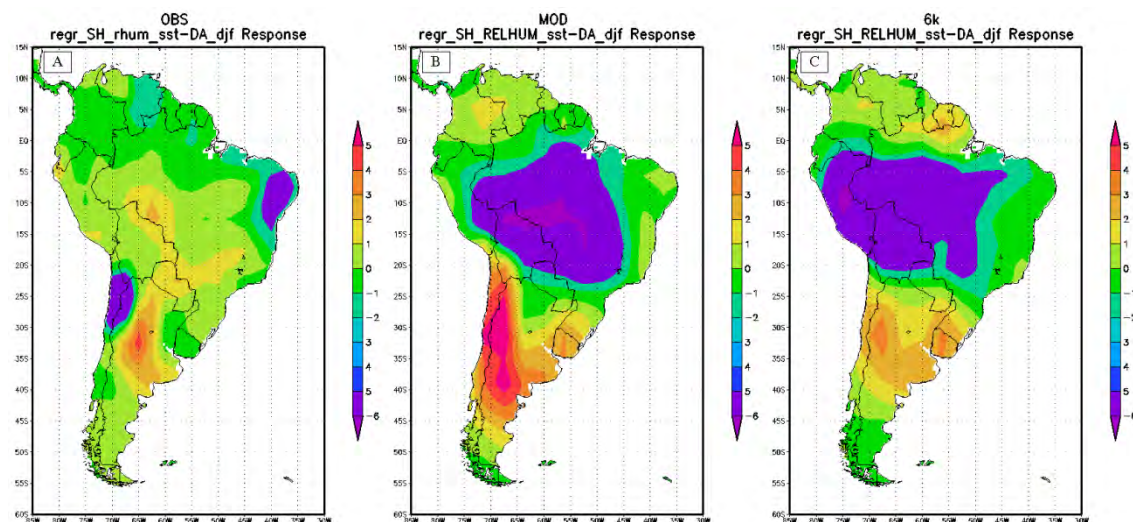


Figura 36: Regressão do DA com as anomalias de Umidade Relativa para dezembro, janeiro e fevereiro. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

Para o clima observado pelo NCEP/Reanalysis (Figura 36.A), observa-se que ocorria uma diminuição em 6% da umidade relativa nos litorais nordeste e norte e no litoral do Chile. No interior do continente numa área que abrange o centro-oeste, sudeste e sul observa-se um aumento de até 5% da umidade relativa influenciada pelo DA.

A resposta do modelo para o clima atual (Figura 36.B), mostra que a umidade relativa aumenta 1% no norte do continente e 5% no sul, enquanto no restante do continente ocorre uma forte diminuição principalmente no sudeste, centro-oeste e norte que atingem quedas de 6%.

As condições simuladas para o HM (Figura 36.C) mostram que o DA causava aumento de 3% da umidade relativa sobre a região sul principalmente sobre os Pampas e na região norte, no entanto uma queda de 6% ocorria entre o litoral oeste e o nordeste abrangendo parte das regiões norte, centro e sudeste.

A Figura 37 mostra influência do DA na umidade relativa durante o inverno.

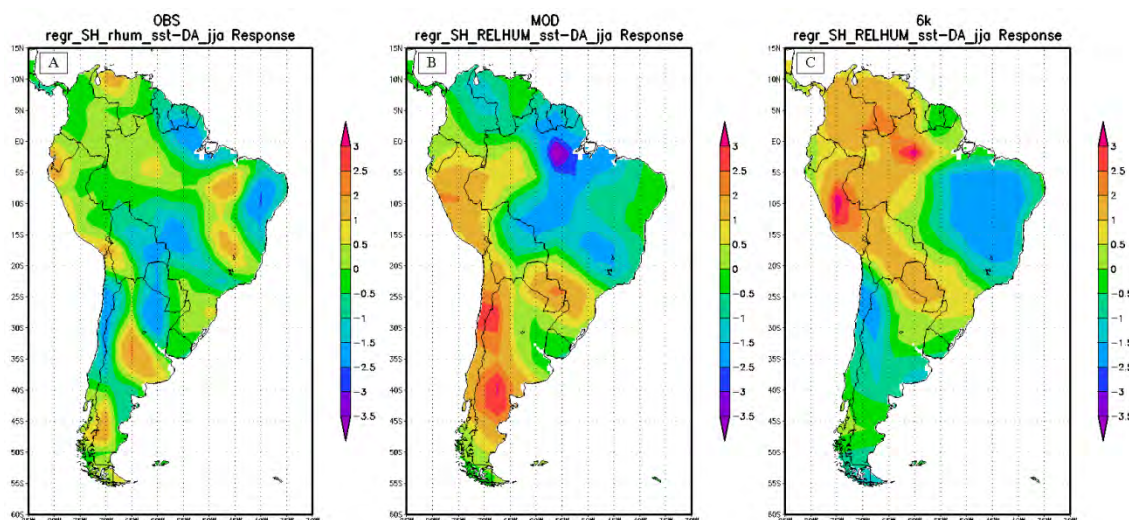


Figura 37: Regressão do DA com as anomalias de Umidade Relativa para junho, julho e agosto. A) Observado; B) Simulado para o Presente; C) HM.

A Figura 37.A mostra que de acordo com as observações do NCEP/Reanalysis o DA causa uma diminuição da umidade relativa da ordem de 2,5% nas regiões centro, sul, litorais norte e nordeste assim como no litoral chileno, o aumento da umidade fica disperso em várias áreas sobre o continente com destaque para o interior do nordeste, os Pampas e partes das regiões norte e sudeste onde aumentam 2%.

A condição simulada pelo modelo para o clima presente (Figura 37.B), mostra que a umidade relativa é baixa nas áreas centro-leste e na região norte onde são observadas quedas de até 3,5%. Todavia, uma tendência ao aumento foi simulado sobre a região do Chaco e no litoral oeste com destaque para a região sul onde se encontram aumentos de 3%.

O modelo mostrou que o DA causava aumento de até 3% da umidade relativa no litoral numa faixa que abrange as regiões norte, noroeste até o sul do Brasil durante o HM (Figura 37.C), nas regiões nordeste e sul ocorria uma diminuição durante o inverno que respondiam por uma queda de 2,5%.

4.3 Anomalias das variáveis climáticas

As anomalias aqui representam a diferença entre as condições simuladas para o HM e as condições simuladas para o período presente e servem para quantificar as escalas de variações sazonais para as variáveis climáticas como temperatura, precipitação e umidade relativa e sua associação

com as respostas dos registros paleoclimáticos servem de parâmetro para avaliar se as simulações e as datações estão em consonância. Estes resultados foram divididos em três sub-seções, onde as anomalias para cada elemento climático (temperatura, precipitação e umidade relativa) foram avaliadas sazonalmente.

4.3.1 Anomalias das temperaturas

As anomalias de temperaturas para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro representados pela Figura 38.

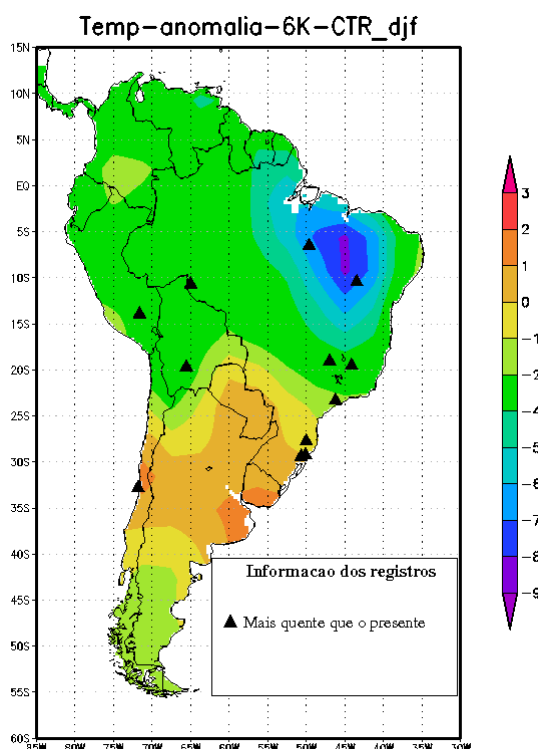


Figura 38: Anomalia dos campos de temperatura entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 38 mostra que durante o HM as regiões norte, centro-oeste e sudeste tinham temperaturas até 2° C mais baixas que as atuais enquanto no nordeste as temperaturas eram até 8° C mais baixas que as atuais. Todavia, a região centro-sul apresentava um comportamento diferente, pois na região que integra o Chaco e os Pampas as temperaturas eram maiores que as atuais e até 2° C. A Figura 38 ainda destaca as informações obtidas por meio de técnicas de datação, onde os pontos mostram as áreas de estudo e as conclusões obtidas com as análises, desta forma observa-se que as reconstruções feitas por meio de registros não estão de total acordo com as anomalias geradas pelas simulações, indicando que pode ter ocorrido a predominância maior de uma estação ou evento climático.

As anomalias de temperaturas para os meses de junho, julho e agosto representados pela Figura 39.

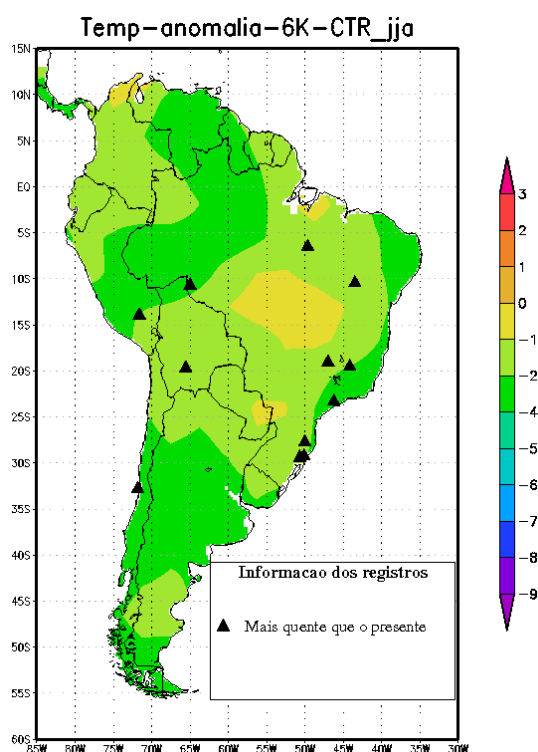


Figura 39: Anomalia dos campos de temperatura entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 39 mostra que durante junho, julho e agosto, as diferenças entre as temperaturas eram menores que as diferenças observadas durante o verão, no entanto vale ressaltar que todo o continente durante o HM era mais frio. As maiores diferenças ocorrem no litoral leste, região sul e na região norte onde as anomalias mostram que durante o HM estas áreas apresentavam até 4° C à menos que o clima atual, no restante do continente as anomalias não passavam de 2° C a menos que as atuais. Para esta estação, observa-se que os resultados obtidos com as simulações não se mostram bem ajustados às às datações, pois em nenhum sítio houve convergência entre os resultados o que indica que pode ser indicio de que os períodos com as maiores temperaturas atuavam por mais tempo.

4.3.2 Anomalias das precipitações

As anomalias de precipitação para os meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro - djf) representados pela Figura 40.

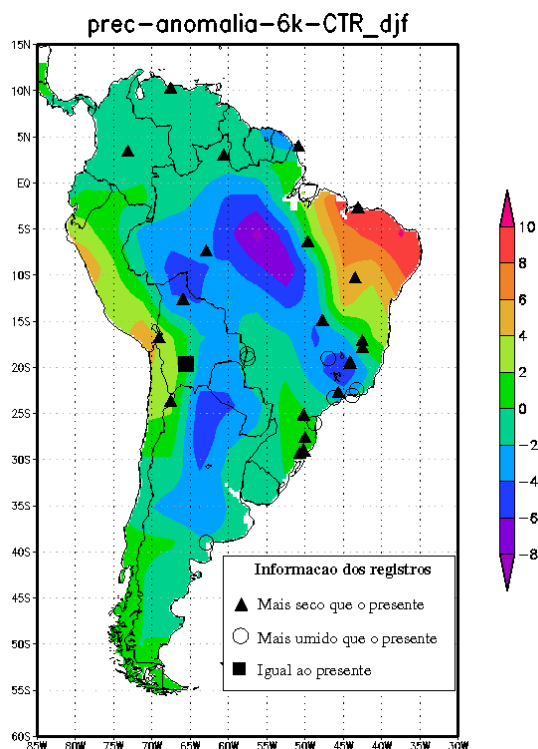


Figura 40: Anomalia dos campos de precipitação entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 40, mostra que durante o HM as regiões norte, centro-oeste, sudeste e sul tinham índices pluviométricos menores que os atuais em até 8 mm por dia, principalmente sobre a região ocupada pela floresta Amazônica, enquanto no nordeste a precipitação era até 10 mm por dia maior que os valores apresentados para as condições atuais e até 8 mm maior na costa do Pacífico. As informações obtidas por meio de técnicas de datação mostram que de maneira geral, os registros paleoclimáticos mostram os mesmos resultados apresentados pelo modelo apresentando apenas algumas divergências sobre o nordeste e o sudeste.

As anomalias de precipitação para os meses de inverno (junho, julho e agosto) representados pela Figura 41.

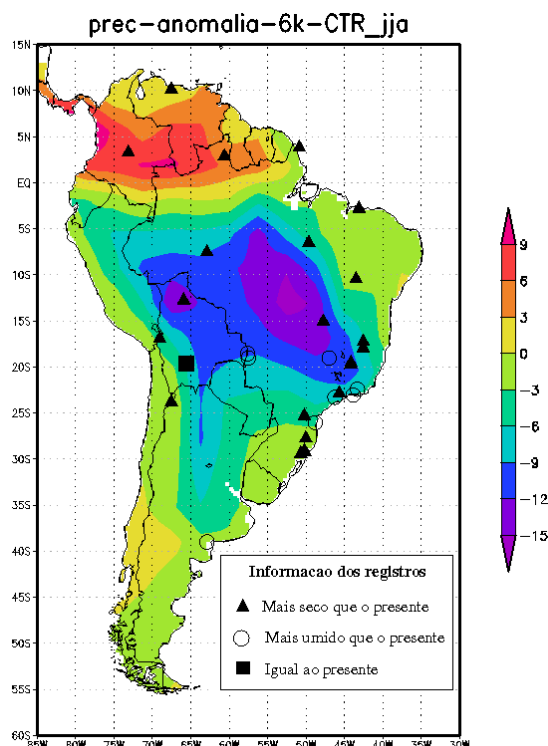


Figura 41: Anomalia dos campos de precipitação entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 41 mostra que durante o junho, julho e agosto, as diferenças na precipitação oscilam sazonalmente na região norte enquanto nas regiões centro-oeste e sudeste permanecem o mesmo padrão dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, contudo mais intensos. Cabe destacar a grande diferença sazonal observada sobre o nordeste que passa de uma estação mais chuvosa que a atual durante djf para uma mais seca durante jja assim como o litoral do Pacífico. A região norte apresenta a maior anomalia positiva indicando que nesta região durante o HM precipitava até 9 mm à mais diariamente, no entanto, nas outras regiões da AS chovia menos que atualmente principalmente nas regiões centrais onde as anomalias indicam que chovia até 15 mm a menos em uma média diária. Os registros paleoclimáticos em sua maioria e a simulação mostram-se mais adequados nesta estação, pois indicam as mesmas conclusões, com exceção das regiões norte e sudeste onde os resultados se mostraram mais adequados às condições do verão do hemisfério sul.

4.3.3 Anomalias das Umidades Relativas

As anomalias de umidade relativa para os meses dezembro, janeiro e fevereiro representados pela Figura 42.

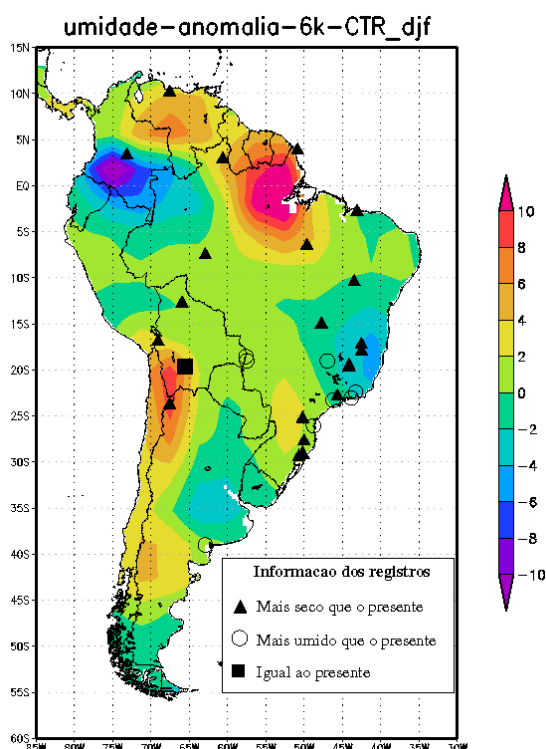


Figura 42: Anomalia dos campos de umidade relativa entre o HM e o clima simulado para o presente durante o verão (djf) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 42 mostra que durante o HM grande parte do território da AS apresentava índices maiores de umidade relativa do que os atuais, principalmente na região norte e na costa do Chile onde a umidade relativa chegava a ser 10% maior, nas demais áreas este acréscimo era até 4%, no entanto, regiões como a fronteira entre o nordeste e o sudeste e a face noroeste do continente apresentavam valores de umidade relativa menores que os atuais podendo atingir até 10% a menos que as condições atuais. Os registros paleoclimáticos mostram bastante discrepância em relação aos dados do modelo. Apenas em algumas pontos sobre o sudeste e na região central do continente que ambos mostram os mesmos resultados.

As anomalias de umidade relativa para os meses junho, julho e agosto representados pela Figura 43.

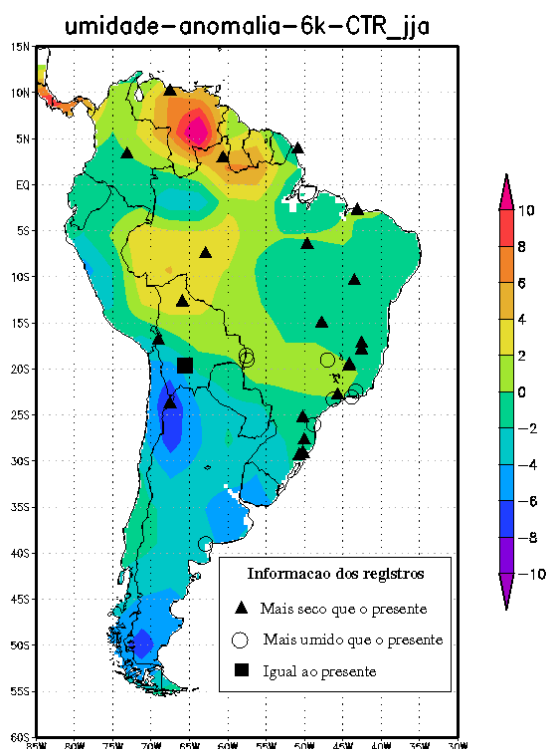


Figura 43: Anomalia dos campos de umidade relativa entre o HM e o clima simulado para o presente durante o inverno (jja) e as respostas obtidas com os registros paleoclimáticos.

A Figura 43 mostra que durante o inverno (junho, julho e agosto - jja), as diferenças na umidade relativa tendem a ficar negativas, indicando que durante o inverno do HM a umidade relativa diminuía significativamente nos flancos leste e oeste e no sul aonde a umidade relativa chegava a ser até 8% menor que as condições atuais. Todavia, na região norte a umidade relativa era até 10% maior que as condições atuais e até 4% maior no interior do continente. Os registros paleoclimáticos, para esta estação se mostraram mais ajustados aos resultados do modelo, com exceção da faixa que se estende da região central do continente até ao norte onde os valores de umidade relativa se mostravam maiores que os atuais e os registros paleoclimáticos mostram o oposto.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho realizou-se um estudo sobre as condições climáticas da América do Sul durante o Holoceno Médio por meio do modelo acoplado oceano- atmosfera CCSM (Community Climate System Model). Para avaliação do modelo, foram analisadas suas respostas para as condições climáticas atuais comparando com os dados de reanálise do NCEP para o período de 1980 a 2000. As simulações do Holoceno Médio foram feitas mediante alteração das concentrações de Gases de Efeito Estufa (GEE) para o período pré-revolução industrial e alteração dos parâmetros orbitais.

Com base na comparação entre as simulações realizadas para o clima presente e os dados do NCEP/Reanalysis, conclui-se que o modelo simula sazonalmente bem os campos de temperatura, precipitação e umidade relativa da América do Sul apresentando apenas pequenas diferenças nas estimativas em relação ao clima observado, como as sobre a Cordilheira dos Andes para a temperatura e na região central para a precipitação que podem ser atribuídas a resolução do modelo, mas que não prejudicam os padrões observados sobre o continente.

Os modos de variabilidade simulados para o presente se mostraram satisfatórios devido ao bom ajuste com os dados observados, houve somente leves sub ou superestimções na regressão em alguns elementos climáticos que, no entanto, não comprometem a fidedignidade do modelo, pois os padrões de influências das TSM's são preservados.

Para o Holoceno Médio, conclui-se que:

El Niño oscilação Sul - ENOS: era mais fraco, contudo suas maiores influências ocorriam nos campos de temperatura, pois sucedia significativo aumento sobre grande área do continente durante o verão e principalmente no inverno; Na precipitação, o ENOS durante o verão causava pouco impacto com pequenos aumentos na região leste e decréscimos à oeste mas grandes quedas nos índices pluviométricos ocorriam durante o inverno; Para o umidade relativa observa-se uma grande variação sazonal sendo alta no verão e baixa no inverno.

Atlântico Sul - SA: era pouco mais forte durante o verão e mais fraco no inverno, todavia acarretava uma diminuição da temperatura durante o verão

maior que a atual em grande parte do continente, havia ainda um dipolo entre os extremos da América do Sul durante o inverno; No campo da precipitação, havia um pequeno aumento em sentido sudeste/noroeste durante o verão e os maiores impactos durante o inverno situavam sobre a região norte; Para a umidade relativa durante o verão havia um aumento principalmente na região noroeste e as maiores quedas aconteciam nos litorais norte e sul, já para o inverno a umidade relativa diminuía em quase todo continente exceto ao norte.

Dipolo do Atlântico - DA: durante as duas estações apresentava característica de monopolo, no verão com temperaturas positivas e negativas no inverno. Causava pequenos impactos na temperatura influenciando à um aumento na região ao sul principalmente norte da Argentina e diminuição na região norte durante o verão e quedas durante o inverno principalmente no nordeste; A precipitação durante o verão diminuía em grande parte do continente principalmente sobre a Amazônia e durante o inverno ocorria pequeno aumento da precipitação em quase todo continente; A umidade relativa durante o verão experimentava forte diminuição na região central do continente e aumentava na região da patagônia e durante o inverno diminuía no nordeste e aumentava à noroeste e centro da América do Sul.

A diferença entre as condições atuais simuladas e as do Holoceno Médio, foram avaliadas através de anomalias para identificar magnitude de variação dos elementos climáticos, e desta forma conclui-se que a América do Sul, de maneira geral apresentava temperaturas menores que as atuais assim como menores índices pluviométricos com exceção do nordeste e ainda apresentava baixa umidade relativa. Também chegaram á estas conclusões Valdes (2000) e Melo (2007) argumentando que no caso do nordeste a maior influência ocorria em decorrência do deslocamento para sul da ZCIT durante o verão. As anomalias também mostraram que as condições simuladas para o HM estão de acordo com os registros paleoclimáticos do continente, em alguns casos se ajustaram melhor a uma estação do que em outra, o que indica um atuação maior de um determinado evento climático.

Por fim conclui-se que o modelo CCSM é uma boa ferramenta para simulações paleoclimáticas por reproduzir bem os principais padrões climáticos da América do Sul, assim como os principais padrões de teleconexões.

Sugestões para trabalhos futuros

Este trabalho não teve a pretensão de esgotar o assunto, por isso sugere-se que outras análises sejam feitas com o intuito de integrar todo o sistema climático da América do Sul. Para isso pode-se:

Fazer novas simulações acoplando o modo da vegetação;

Simular outras variáveis climáticas para o continente como balanço de radiação, razão de mistura e etc, em outros níveis atmosféricos;

Avaliar como o sistema monçônico na América do Sul era influenciado pelos modos de variabilidade climática;

Validar a simulação atual para o clima presente com outras fontes de dados como ERA;

Comparar os resultados do CCSM com outros modelos como os do PMIP.

6. Bibliografia

ABBOTT, M.B.; WOLFE, B.B.; WOLFE, A.P.; SELTZER, G.O.; ARAVENA, R.; MARK, B.G.; POLISSAR, P.J.; RODBELL, D.T.; ROWE, H.D.; VUILLE, M. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **194**: 123-138. 2003.

ALBUQUERQUE ALS, TURCQ B, EVANGELISTA H, SCHNACK E. South America past climate. In: Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects. IAI SGP-078 Final Scientific Report. 192 p. 2006.

AMBRIZZI T, RUTLAND J, KAYANO M, SILVA DIAS PL. South America present climate. In: Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects. IAI SGP-078 Final Scientific Report. 192 p. 2006.

ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no nordeste brasileiro. **Bull. Inst. fr. études andines**, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

ARAGÃO, M. J. **História do Clima**. 1ª edição. ed. Interciência. Rio de Janeiro, 2009, 172 p.

BAKER, P. A. et al. The history of South American tropical climate for the past 25,000 years from the sedimentary record of Lake Titicaca (Bolivia/Peru). **Earth and Atmospheric Sciences**, Lincoln, v. 291, p. 640-643, 2001.

BARBERI, M.; SALGADO-LABOURIAU, M. L.; SUGUIO, K. Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. V. 13, p. 241 – 254, 2000.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: Vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, V. 14, p. 253-268, 1995a.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Sciences Reviews**, V. 19, p. 981-994, 2000.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climatic dynamics in southeastern Brazil, inferences from marine cores GeoB 73 3229-2 and GeoB 3202-1. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 179, n. 3/4, p. 227-243. 2002.

BEHLING, H. Carbon storage increases by major forest ecosystems in tropical South America since the Last Glacial Maximum and the early Holocene. **Global and Planetary Change**, V. 33, p. 107-116, 2002.

BEHLING, H. Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil). **Vegetation History and Archaeobotany**, v. 4, p. 127-152, 1995b.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, V. 129, n. 3-4, p. 407- 422, 1997a.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history in the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais (Paraná), S Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, V. 97, p.109-121, 1997b.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, fire and climate dynamics of Serra do Araçatuba in the Atlantic coastal mountains of Paraná State, southern Brazil. **Vegetation History and Archaeobotany**, V. 16, p. 77-85, 2007.

BEHLING, H.; HOOGHIEEMSTRA, 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, p. 687 – 695, 2000.

BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**. V. 48, n. 3, p. 348-358, 1997.

BEHLING, H.; NEGRELLE, R.R.B. Late Quaternary tropical rain forest and climate dynamics from the Atlantic lowland in southern Brazil. **Quaternary Research**, V. 56,p. 383-389, 2001.

BEHLING, H.; PILLAR, V. Late Quaternary vegetation, biodiversity and fire dynamics on the southern Brazilian highland and their implication for conservation and management of modern Araucaria forest and grassland ecosystems. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B. **Biological Sciences**, V. 362, p. 243-251, 2007.

BEHLING, H.; PILLAR, V.; ORLÓCI L.; BAUERMAN, S. G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambará do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. V. 203, p. 277-297, 2004.

BEHLING, H.; SAFFORD, H.D. Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos Mountains of Rio de Janeiro State, southeastern Brazil. **Global Change Biology**, V. 16, p. 1661-1671, 2010.

BEZERRA, M. A. de O.; MOZETO, A. A. Deposição de carbono orgânico na planície de inundação do Rio Paraguai durante o Holoceno Médio. **Oecologia Australis**, V. 12. 2008

BOUREKE, W. P. Review of the performance of the Bureau of Meteorology global assimilation and prediction system (GASP). Modelling Workshop, Bureau of Meteorology, **BMRC Research Report**, v. 52, 47 p., 1996.

BRACONNOT P, LOUTRE MF, DONG B, JOUSSAUME S, VALDES PJ and PMIP participating groups. 2002. How the simulated change in monsoon at 6 ka BP is related to the simulation of the modern climate: results from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. *Climate Dynamics*, **19**: 107-121.

BRACONNOT P, HARRISON SP, JOUSSAUME J, HEWITT C, KITO A, KUTZBACH J, Liu Z, OTTO-BLIESNER BL, SYKTUS J, WEBER SL. 2004. Evaluation of coupled ocean-atmosphere simulations of the Mid-Holocene. In: Batterbee *et al.* (ed.) Past climate variability through Europe and Africa. Kluwer, Dordrecht.

BRADBURY, J. P.; LEYDEN, B.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LEWIS JR, W. M.; SCHUBERT, C.; BINFORD, M. W.; FREY, D. G.; WHITEHEAD, D. R.; WEIBEZAHN, F. H. **Late Quaternary Environmental History of Lake Valencia, Venezuela**. Science, V. 214, p. 1299 – 1305, 1981.

BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology**: Reconstructing Climates of the Quaternary. 2ª edição. ed. San Diego: Academic Press, v. LXVIII, 1999. 614 p.

BRIEGLER, B., BITZ, C.; HUNKE, E.; LIPSCOMB, W.; HOLLAND, M. ; SCHRAMM, J.; MORITZ, R. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-463_STR, 2004, 70 pp.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI *et al.*, [Organizadores]. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. Cap. 20, p. 463.

CLAUZET G, SILVA DIAS PL, WAINER I, JORGETTI T, TURCQ B, COMPAGNUCCI RH. Overview of numerical modeling studies of the mid-Holocene in South America. In: **Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects**. IAI SGP-078 Final Scientific Report. 2006.192p.

CLEMENT AC, S. R. C. M. Orbital controls on ENSO and the tropical climate. **Paleoceanography**, v. 14, p. 441-456., 1999.

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

COLINVAUX P.A.; OLSON K.; LIU, K.B. Late-glacial and Holocene pollen diagram from two endorheic lakes of the inter-Andean plateau of Ecuador. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. **55**, p. 83 – 99, 1988.

CROWLEY, T. J.; NORTH, G. R. **Paleoclimatology**. Nova Iorque: Oxford University Press, 1991. 349 p.

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

DE OLIVEIRA, P.E. (1992) A Palynological Record of Late Quaternary Vegetation and Climate Change in Southeastern Brazil. PhD Thesis, Ohio State University, Columbus

DEWES, C. F. **Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6 KA AP**. 2007. 104 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

DIAS, P. L. S.; TURCQ, B.; DIAS, M. A. F. S. Mid-Holocene Climate of Tropical South America: A Model-Data Approach. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.;

DICKINSON, R. E.; OLESON, K. W.; BONAN, G. B.; HOFFMAN, F.; THORNTON, P.; VERTENSTEIN, M.; YANG, Z.-L.; ZENG, X. The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. **J. Climate**, v. 19, p. 2302 – 2324, 2006.

GARCIA, M. J.; DE OLIVEIRA, P. E.; SIQUEIRA, E. de; FERNANDES, R. S. 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, p. 181 – 199, 2004.

FERRAZ, S. S. E. T. Variabilidade Climática. **Ciência e Natura**, v. 1, p. 105-113, 2007.

FIGUEROA SN, NOBRE CA. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise*, **5**(6): 36-45. 1990.

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

GENT P. R.; BRYAN F. O.; DANABASOGLU, G.; DONEY S. C.; HOLLAND W.R.; LARGE, W. G ; MCWILLIAMS, J. C. The NCAR Climate System Model global ocean component. **Journal of Climate**, 1998, v. 11, p. 1287-1306.

GROSJEAN M.; VAN LEEUWEN, J.F.N.; VAN DER KNAAP, W.O.; GEYH M.A.; AMMANN, B.; TANNER, W.; MESSERLI, B.; VEIT, H.; 2001. A 22,000 14C yr BP sediment and pollen record of climate change from Laguna Miscanti, 24°S, northern Chile. *Global and Planetary Change*, **28**: 35-51.

HARRISON SP, KUTZBACH J, Liu Z, BARTLEIN PJ, OTTO-BLIESNER B, MUHS D, PRENTICE IC, THOMPSON RS. 2003. Mid-Holocene climates of the

Americas: a dynamical response to changed seasonality. *Climate Dynamics*, **20**: 663-688.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R.; LO, K.; LEA, D. W.; MEDINA-ELIZADE, M. Global temperature change. **The National Academy of Sciences of the USA**. v. 103, p. 14288–14293, 2006.

HASTENRATH, S. 1991 Climate dynamics of the tropics, p. 488. Dordrecht, The Netherlands; Boston, MA; London, UK: Kluwer Academic Publishers.

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

IMBRIE, John; IMBRE, John Z. Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. **Science**. V. 207, p. 943 – 953, 1980.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Climate Change 2007: the physical science basis. Summary for policymakers. Paris, Feb. 2007. 21 p.

JACOB, J.; DISNAR, J.R.; BOUSSAFIR, M.; LEDRU, M.P.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. Onocerane attests to dry climatic events during the Quaternary in the tropics. **Organic Geochemistry**, v. 35, p. 289-297, 2004.

JANSEN E, W. A. Intersection Panel: Understanding natural climate variability through integrating the climate dynamics and paleoclimate communities. **Joint edition of the IGBP**, n. 36, 2006.

JORGETTI T. 2004. Análise de uma modelagem do clima tropical atual da América do Sul e em 6000 anos AP. Dissertação de mestrado, IAG/USP. 105p.

JOUSSAUME S, BRCONNOT. P. Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 1943-1956. 1997.

JOUSSAUME S, TAYLOR KE. 1995. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. *Proceedings of the first international AMIP scientific conference*. Monterey, WCRP-92, p. 425-430.

JUSTINO, F.B, PELTIER. R. W., Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: glacial maximum and present day perspectives. **Journal of Climate**, v. 21, p. 459-475, 2008.

KALNAY E et al. 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. Bulletin of the American Meteorological Society, **77**: 437-471.

KAMPEL, M. **Caracterização dos modos principais de variabilidade dos campos de TSM no Atlântico utilizando dados AVHRR**. 1993. 111 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP.

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

KITOH A, MURAKAMI S. 2002. Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Paleoceanography*, **17**:

KIM, Jung-Hyun; SCHNEIDER, R. R.; HEBBELN, D.; MULLER, P. J.; WEFER, Gerold. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. **Quaternary Science Reviews**. V. 21; p. 2085 – 2097, 2002.

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

LEDRU, M.P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v. 49, 233 – 237, 1998.

LEDRU, M. P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change. **Geology**, v. 30, p. 275-278, 2002.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Summertime precipitation variability over South America: role of the large scale circulation. **Mon. Wea. Rev.** v. 127, p. 409 – 431, 1999.

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

LIU, Z. K. J. W. L. Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. **Geophysical Research Letters**, p. 2265-2268, 2000.

MARKGRAF, V.; BRADBURY, J. P.; SCHWALB, A.; BURNS, S. J.; STERN, C.; ARIZTEGUI, D.; GILLI, A.; ANSELMETTI, F. S.; STINE, S; MAIDANA, N. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. **The Holocene**, v. 13, n. 3, p. 597-607, abril 2003.

MAYLE FE, BURBRIDGE R, KILLEEN TJ. Millenial-scale dynamics of southern Amazonian rainforests. *Science*. v. **290**, p. 2291 – 2294, 2000.

MAZOYER, M.; ROUDART, L. **História das agriculturas no mundo: do neolítico à crise contemporânea**. Tradução de Balduino Ferreira Cláudia F. Falluh. São Paulo: UNESP, 2010. 568 p.

MECHOSO, C.R.; ROBERTSON, A.W.; ROPELEWSKI, C.F.; GRIMM, A.M. The american monsoon systems: an introduction. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. WMO – IWM-III, v. 13, p. 197 – 206, 2005.

MELO, M. L. D. D.; MARENGO, J. A. 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. 191-205, 2008.

MIRANDA, J. M .TERRA, AMBIENTE E CLIMA NA PERSPECTIVA DO SISTEMA TERESTRE.1ª edição. Lisboa, 2009, 75 p.

MOURGUIART , Ph.; CORRÈGE, T. ; WIRRMANN, D. ; ARGOLLO, J.; MONTENEGRO, M.E.; POURCHET, M.; CARBONEL, P. Holocene palaeohydrology of Lake Titicaca estimated from an ostracod-based transfer function. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 143, p. 51 - 72, 1998.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* V. 9,p. 2464 – 2479, 1988.

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

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

PESSENDA, L.C.R.; GOMES, B.M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BOULET, R.; GOUVEIA, S.E.M. The carbon isotope record in soils along a forest–cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, v. 8, n. 5, p. 631–635. 1998.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; GOMES, B.M.; BOULET, R.; RIBEIRO, A.S. 14C dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon region. *Radiocarbon*, p. 1013-1022, 1998.

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

PESSENDA, L. C. R.; LEDRU, M. P.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A.S.; BENDASSOLLI, J. A.; BOULET, R. Holocene paleoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records. *The Holocene*, v. 15, n. 6, p. 814-822, 23 maio 2005.

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

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S., GOUVEIA, S.E.M; BENDASSOLI, J.A.; BOULET, R.; PELLEGRINOTTI, T.C.; SILVA, V.F. Dynamics of forest-savanna ecotone from Late Pleistocene in the Barreirinhas region, state of Maranhão, northeastern Brazil, using the carbon isotopes of soil organic matter. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ISOTOPES, 4, CAPE TOWN. **Anais eletrônicos...** Cape Town: NECSA. 2002. p. 48. Disponível em: (<http://www.cena.usp.br/labs/C14/Periodicos/Internacionais/>). Acesso em: 07/11/2010

PINTO, L. I. C. Comaparação de Produtos de Precipitação e Radiação Solar Incidente Para a América do Sul: Dados Observados e Reanálises. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola). Programa de Pós Graduação em Meteorologia Agrícola. Universidade Federal de Viçosa, 2007.

PRIETO, A. R. Late Quaternary Vegetational and Climatic Changes in the Pampa Grassland of Argentina. **Quaternary Research**, v. 45, p. 73 – 88, 1996.

ROTH, L. Palinologia de uma turfeira do Parque Nacional de Aparados da Serra, Planalto Leste do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado, 1990, 223 p.

RUDDIMAN, W. F. **Earth's Climate: Past and Futur**. 1ª Edição. ed. [S.I.]: W.H.Freeman & Co Ltd, 2000. 465 p.

SCOTese. PALEOMAP Project. [S.I.], 2006. Disponível em: <<http://www.scotese.com>>. Acesso em: 10 jul 2011.

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

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; CASSETIB, V.; FERRAZ-VICENTINI, K.R.; MARTIND, L.; SOUBIÊSD, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 128, p. 215 - 225, 1997.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. Chapter 3C: South America. **Meteorological Monographs**. V. 27, p. 119 – 139, 1998.
SILVA DIAS, P.L.; SILVA DIAS, M.A.F.; BRACONNOT, P.; TURCQ, B.; JORGETTI, T. 2006. Evaluation of model simulation of 6 ka BP and present climate in tropical South America. (submetido ao *Climate Dynamics*)

SEMTNER, A. J. J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, p. 379-389, 1976.

SERVAIN, J.; LEGLER, D. M. **Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea****Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 14181-14151., 1986.

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

SIFEDDINE, A. E. A. A 21000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 189, p. 25-34, 2003.

SIFFEDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SOUBIÈS, F.; CORDEIRO, R. C.; SUGUIO, K. Variations of amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. . **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 168, p. 221-235, 2001.

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.

THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M. E.; LIN, P. N.; HENDERSON, K. A.; COLE-DAI, J.; BOLZAN, J. F.; LIU, K. B. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. **Science**, v. 269, p. 46-50, Julho 1995.

TONNI; E.P.; CIONE, A.L.; FIGINI, A.J.; 2001. Chronology of Holocene pedogenetic events in the pampean area of Argentina. *Current research in the Pleistocene*, **18**: 124-127.

TREWARTHA, G.T. *The Earth's Problem Climates*. The University of Wisconsin Press. 1961.334p.

TURCQ, B. E. A. Amazonia rainforest fires: A lacustre record of 7000 years. **AMBIO**, v. 27, n. 2, p. 139-142, 1998.

TURCQ, B. E.A.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; CORDEIRO, R.C.; SIFEDDINE, A.; SIMOES FILHO, F.F.L.; SOUZA, A.G.; ABRÃO, J.J.; OLIVEIRA, F.B.L. SILVA, A.O.; CAPITÂNEO, J. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319 – 342, 2002.

TURCQ, B. E. A. Accumulation of organic carbon in five. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319-342, 2002.

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

VENEGAS, S.A., MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904-2920, 1997.

VERA, C.; HIGGINS, W; AMADOR, J; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.R.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANG, C. A unified view of the american monsoon systems. (aceito pelo *Journal of Climate*, na edição especial do 1st CLIVAR Science Conference). 2005

WEARE, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 105, p. 467-478, 1977.

ZHAO, Y. BRACONNOT, P.; MARTI, O.; HARRISON, S.P.; HEWITT, C.; KITO, A.; LIU, Z.; MIKOLAJEWICZ, U.; OTTO-BLIESNER, B.; WEBER, S.L. A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene. **Climate Dynamics**, v.25. p. 777-800. 2005.

ZHOU, J.Y.; LAU, K.M. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, **11**: 1020-1040. 1998.