LUCIANA FIGUEIREDO PRADO

A interação oceano-atmosfera no Atlântico sul e o paleociclo hidrológico na porção leste da América do Sul durante o Holoceno

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Ilana Wainer

São Paulo 2014

Universidade de São Paulo Instituto Oceanográfico

A interação oceano-atmosfera no Atlântico sul e o paleociclo hidrológico na porção leste da América do Sul durante o Holoceno

Luciana Figueiredo Prado

Tese apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências, programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física

Julg	gada em/ por
Prof(a). Dr(a).	Conceito

Agradecimentos

A Deus, por mais essa conquista.

À FAPESP pelo financiamento da pesquisa.

À minha orientadora, **Profa. Dra. Ilana Wainer**, pela confiança no meu trabalho, pelo encorajamento, pelas discussões sempre produtivas e desafiadoras. Agradeço também a amizade e os momentos divertidos durante nossa estadia em Paris.

Ao Prof. **Dr. Cristiano Chiessi**, pelo suporte, e pelas discussões interessantes sobre paleoclimatologia, quando eu ainda estava começando.

Aos pesquisadores do IRD, **Dr. Bruno Turcq** e **Dra. Marie-Pierre Ledru**, pelos comentários e sugestões.

À **Dra. Myriam Khodri**, pelas discussões produtivas e pelo acolhimento durante minha estadia no LOCEAN, em Paris.

Ao **Prof. Dr. Francisco Cruz**, pela confiança, pelas discussões sempre interessantes, e também pela amizade.

Aos colegas do laboratório OC², pela ajuda, pelas conversas e pelo coleguismo, mesmo que na fase final do meu doutorado.

Às secretárias da Pós-Graduação e funcionários do IO.

Aos amigos de longa data, pelo apoio e amizade incondicionais, em especial ao **João** e ao **Marcelo**.

À amizade conquistada ao longo do doutorado. À **Grasiane**, o cupido em pessoa. À **Giselle, Gabriel e Alessandra**, pelos momentos divertidos e inesquecíveis em Paris.

À Carminha, Bolinha, Fá, Milena, Mirela, Cintia, e D. Neusa, pelo apoio, amizade, convivência, e também pelas risadas!

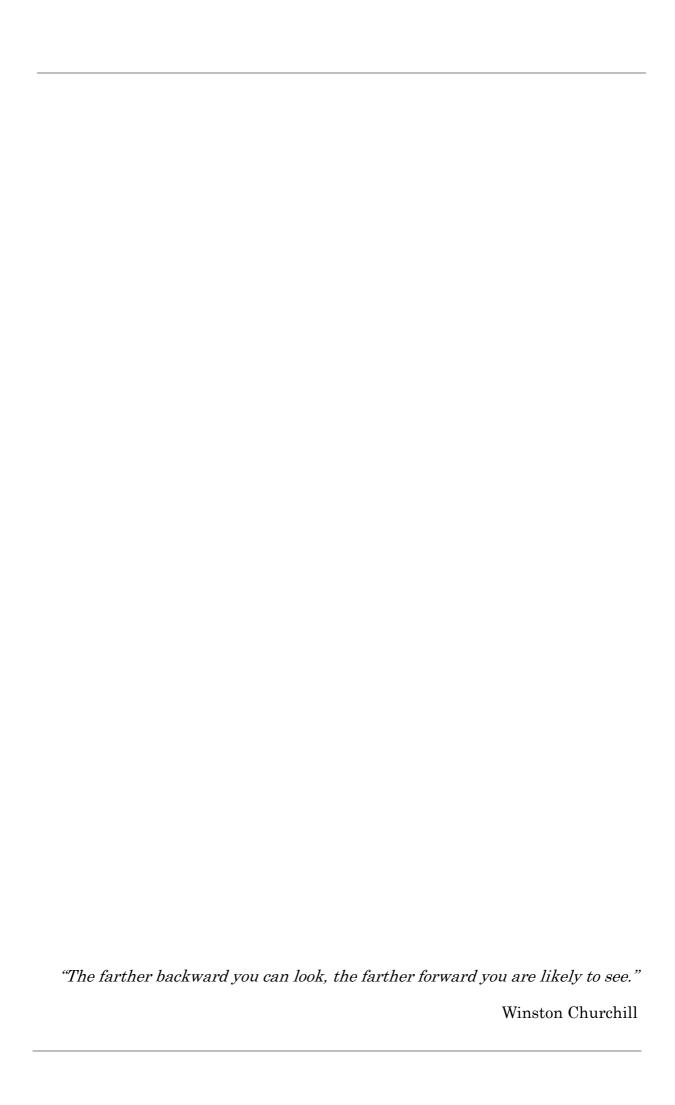
Agradeço aos meus pais, Ana Rita e Wladimir, pelo eterno incentivo, apoio e

acolhimento; sem eles eu não teria chegado até aqui. Aos familiares, ao **meu irmão Henrique,** os meus agradecimentos.

Ao **Joel**, que sempre torceu por mim, mas infelizmente não me pôde ver completando esse estágio.

Ao Renato, Elaine e Bia, pela amizade.

Ao **Elder**, pelos conselhos, pelo incentivo, e pelas aulas particulares de geologia. Pelo amor, companheirismo, cumplicidade e apoio, que fazem de mim uma pessoa melhor, a cada dia.



Sumário

	Página
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	xiii
Resumo	xiv
Abstract	xv
Lista de siglas e abreviações	xvi
1. Introdução	1
1.1. Objetivos	6
2. Caracterização da região de estudo	8
2.1. Circulação do Oceano Atlântico sul	8
2.2. Clima da América do Sul	10
2.3. Modos de variabilidade do Atlântico sul – do equador aos	
subtrópicos	13
2.3.1. Modo equatorial do Atlântico (MEA)	14
2.3.2. Modo dipolar subtropical ou dipolo subtropical do Atlântico	
sul (DSAS)	15
3. Contexto paleoclimático	17
3.1. O Holoceno	17
3.1.1. Mudanças climáticas rápidas (MCRs) durante o Holoceno	18
3.1.1.1. O evento de 8,2 mil anos atrás e o colapso do Manto de	
gelo <i>Laurentide</i>	20
3.1.1.2. Padrão do tipo polos frios-trópicos secos	21

	Sumár
3.1.1.3. Padrão do tipo polos frios-trópicos úmidos	22
3.1.2. Ótimo climático do Holoceno médio	22
3.1.3. Mudanças climáticas do último milênio	24
4. Materiais e métodos	27
4.1. Reconstrução do modo tipo DSAS durante o Holoceno	27
$4.1.1.$ Reconstrução do modo tipo DSAS baseada em dados \emph{proxy}	27
4.1.2. Reconstrução do modo tipo DSAS baseada em resultados de simulações numéricas	29
4.2. Compilação <i>multiproxy</i> de registros paleoclimáticos	32
4.2.1. Dados <i>proxy</i>	32
4.2.1.1. Registros <i>proxy</i> - limitações	32
4.2.1.2. Domínio espaço temporal	33
4.2.1.3. Incertezas na datação	35
4.2.2. Comparação com simulações numéricas para o HM – precipitação	36
4.3. Reconstrução do modo equatorial durante o último milênio	38
4.3.1. Modelos e forçantes	38
4.3.1.1. Definições do NCAR-CCSM4	38
4.3.1.2. Definições do IPSL-CM5	39
4.3.1.3. Forçantes para o UM	39
4.3.2. Métodos	40
4.3.2.1. Índice para o modo equatorial	40
4.3.2.2. Análise espectral	41
4.3.2.2.1. Transformada de ondeletas (Torrence e Compo,	
1998)	42
4.3.2.2.2. Método MTM (Ghil <i>et al.</i> , 2002)	43

4.3.2.3. Indicadores do <i>feedback</i> de Bjerknes no Atlântico	
equatorial	44
4.3.2.4. Análise de composição	45
5. Resultados	46
5.1. O modo DSAS ao longo do Holoceno	46
5.1.1. Reconstrução do modo do tipo DSAS durante o Holoceno	46
5.2. Reconstrução paleoclimática para o Holoceno médio	48
5.2.1. Compilação <i>multiproxy</i>	49
5.2.1.1. Precipitação	50
5.2.1.2. Temperatura	53
5.2.2. Comparação com simulações numéricas	54
5.3. O modo equatorial ao longo do último milênio	57
5.3.1. Reconstrução do MEA durante o UM	58
5.3.2. Componentes do <i>feedback</i> de Bjerknes e análises de	
regressão	61
5.3.3. Forçante vulcânica e análise de composição	64
6. Discussão	69
6.1. A precipitação na América do Sul ao longo do Holoceno e o modo	
do tipo DSAS	69
6.2. O clima na América do Sul durante o Holoceno médio	72
6.2.1. O clima a partir dos registros paleoclimáticos	72
6.2.2. A precipitação na América do Sul durante o Holoceno médio	
dada por registros paleoclimáticos e modelos numéricos	75
6.3. O clima na América do Sul durante o último milênio	77
7. Conclusões e considerações finais	83
Anexo A	86

	Sumário
Anexo B	90
Referências bibliográficas	91
Apêndice I – Conceitos em paleoclimatologia	117
Artigos científicos derivados desta tese	

Lista de figuras

	Página
Figura 1.1. Mudança observada na temperatura de superfície (°C) no período de 1900 a 2012. Modificado de IPCC (2013)	1
Figura 1.2. Reconstrução de temperatura de superfície do mar (TSM, em °C) a partir de sedimentos oceânicos do Atlântico subtropical (verde, Sachs e Lehman, 1999) e gelo da Groenlândia (azul, testemunho GISP2, Grootes <i>et al.,</i> 1993), nos últimos 60.000 anos. Os eventos D-O estão numerados. Os eventos H estão marcados em vermelho. Modificado de Rahmstorf (2002)	3
Figura 1.3. Variações em temperatura média anual (°C) para o Holoceno médio (6.000 anos atrás), comparadas ao presente, a partir de registros paleoclimáticos de pólen e macrofóssil de plantas (Bartlein <i>et al.</i> , 2011). Adaptado de Braconnot <i>et al.</i> (2012)	5
Figura 2.1. (a) Correntes barotrópicas e frentes em altos níveis, na margem continental brasileira, Atlântico sudoeste: CNB – Corrente Norte do Brasil; SCSE – Subcorrente Sul Equatorial; CCSE – Contracorrente Sul Equatorial; FAS – Frente Subantártica; FST – Frente Subtropical. Modificado de Peterson e Stramma (1991)	9
Figura 2.2. Circulação de superfície no Oceano Atlântico sul. (a) e (b) Função de corrente barotrópica durante o verão austral (dezembro a fevereiro), e inverno austral (junho a agosto), respectivamente. Valores em <i>sverdrup</i> (Sv) (linhas pontilhadas e sólidas, Salas-Melia <i>et al.</i> , 2005), e temperatura de superfície do mar média no período de 1979 a 2010, em graus celsius (°C), a partir do conjunto de dados ERA-Interim (em cores, Dee <i>et al.</i> , 2011)	10
Figura 2.3. Circulação atmosférica média em superfície durante (a) o verão austral (dezembro a fevereiro), e (b) inverno austral (junho a agosto), calculada entre 1979 e 2010 a partir do conjunto de dados ERA-Interim (Dee et al., 2011) e GPCP (Adler et al., 2003). (1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); (2) e (3) Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS), componentes continental e oceânica, respectivamente; (4) Alta subtropical do Atlântico sul; (5) ventos de oeste. As cores se referem à precipitação média no período de dezembro a fevereiro, em milímetros (mm); linhas tracejadas se referem à pressão média ao nível do mar, em hectopascal (hPa). O eixo vertical corresponde a latitudes, e o eixo horizontal corresponde a longitudes	11
Figura 2.4. Climatologia para os meses de junho a agosto (JJA), a partir de dados do	

(°C); linhas verdes: precipitação (mm/mês); e setas em cinza: vento em superfície (m/s)
Figura 2.5. Segundo modo de variabilidade de TSM no Atlântico sul dado pelo modo DSAS. Modificado de Venegas <i>et al.</i> , (1997)
Figura 3.1. Estratigrafia visual do testemunho NGRIP entre 1491,6 e 1493,25 m de profundidade. A localização do limite Pleistoceno-Holoceno em 1492,45 m está mostrada no painel b). Modificado de Walker <i>et al.</i> (2009)
Figura 3.2. Parâmetros de Milankovitch durante o Holoceno e insolação resultante (Berger e Loutre, 1991). a) excentricidade; b) obliquidade (°); c) precessão; e d) insolação do verão austral (fevereiro) a 20°S de latitude (W/m²). Dados em http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.56040 . Áreas em cores: amarelo — Holoceno inferior; laranja — Holoceno médio; e verde — Holoceno superior, de acordo com classificação de Walker <i>et al.</i> (2012). Para maiores explicações sobre os parâmetros de Milankovicth, ver Apêndice I
Figura 3.3. Degelo na região do Atlântico norte durante a primeira metade do Holoceno. a) Início do Holoceno (MGF– Manto de gelo Fennoscandian; MGG – Manto de gelo da Groenlândia). b) Estágio final do Lago (protoglacial) Agassiz, incluindo os principais domos do Manto de gelo Laurentide (Foxe, Keewatin, e Labrador). c) Início da drenagem do Lago Agassiz pela Baía de Hudson e pelo Estreito de Hudson. d) Estágio final do Manto de gelo Laurentide, e as principais correntes oceânicas de superfície na região de formação da APAN. Modificado de Törnqvist e Hijma (2012)
Figura 3.4. Elementos orbitais da Terra para o Holoceno médio (6 mil anos A.P.) e para o presente (1950 E.C.), onde e é a excentricidade, ε é a obliquidade, e ω é a longitude do periélio. Siglas, para o Hemisfério sul: SV solstício de verão, SI solstício de inverno, EO equinócio de outono, e EP equinócio de primavera. Modificado de Joussaume e Braconnot (1997)
Figura 3.5. Diferença em irradiância solar total (IST) em relação ao mínimo solar de 1986 E.C. (1365,57 W/m²), em W/m², a partir de dados de ¹ºBe extraídos do testemunho de gelo GRIP, Groenlândia (Steinhilber <i>et al.</i> , 2009). A área sombreada se refere a um desvio padrão
Figura 3.6. Forçantes vulcânica e de gases estufa ao longo do UM (850-1850 E.C.). a) Total global de aerossóis de origem vulcânica (enxofre) (Gao <i>et al.</i> , 2008). Concentração de gases estufa (Flueckiger <i>et al.</i> , 2002; MacFarling Meure <i>et al.</i> , 2006): b) CH ₄ (ppm), c) N ₂ O (ppm), e d) CO ₂ (ppm)
Figura 4.1. Localização dos testemunhos (círculos rosa, veja tabela 1 para detalhes) no Atlântico sul, assim como a distribuição espacial da média climatológica da pressão ao nível do mar (linhas brancas, em Pa) e ventos (setas pretas, em m/s), sobre o modo dominante no campo de TSM (cores, em °C) dado pelo primeiro modo FOE a partir de

dados do National Oceanic and Atmospheric Administration National Climatic Data Center Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures (NOAA-NCDC ERSST, Smith et al., 2008), no período de 1961 a 1990	28
Figura 4.2. Séries temporais de anomalias de TSM média anual normalizadas pelo desvio padrão, a partir dos testemunhos LaPAS-KF02 (Pivel <i>et al.</i> , 2013) no Atlântico sudoeste (azul, SSTA _{WEST}) e do testemunho ODP-1048B (Farmer <i>et al.</i> , 2005) no Atlântico sudeste (vermelho, SSTA _{EAST})	29
Figura 4.3. Correlação entre o coeficiente temporal do FOE1 (primeiro modo) de TSM, e o campo de TSM no Atlântico sul para a simulação 1850-controle para o NCAR-CCSM4. Foi utilizada a mesma metodologia de Bombardi e Carvalho (2011)	31
Figura 4.4. Série temporal associada com o primeiro modo FOE de TSM no Atlântico sul a partir da simulação dos últimos 12.000 anos com o NCAR-CCSM4	31
Figura 4.5. Distribuição espacial dos 120 registros paleoclimáticos (a partir de 84 estudos) utilizados na compilação <i>multiproxy</i> para o HM. Eixo vertical se refere à latitude, e eixo horizontal se refere à longitude. Detalhes sobre os registros se encontram no Anexo A.	34
Figura 4.6. Área de estudo: retângulos se referem às regiões selecionadas para o cálculo do ciclo anual de precipitação. NE – Nordeste do Brasil (3°-13°S; 33°-43°W); SE – Sudeste do Brasil (14°-25°S; 40°-50°W); e WA – oeste da Amazônia (0°-10°S, 55°-70°W)	36
Figura 4.7. Forçante solar (W/m²) ao longo do último milênio (Vieira <i>et al.</i> , 2011). Painel superior: irradiância solar total (IST); painel intermediário: insolação de verão no Hemisfério norte; painel inferior: insolação de verão no Hemisfério sul (Adaptado de Landrum <i>et al.</i> , 2013)	40
Figura 4.8. Regiões de cálculo do índice para o Modo Equatorial do Atlântico (retângulos de contorno preto) (MEA): MEA _{LESTE} (3°N-3°S, 20°W-0°), MEA _{OESTE} (3°N-3°S, 40°W-20°W). Para metodologia de cálculo do índice, ver item 4.3.2.1. Em cores: TSM climatológica (°C) para os meses de junho a agosto a partir do conjunto de dados do Era-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011).	41
Figura 4.9. Quatro exemplos de ondeletas base. A linha sólida corresponde à parte real, e a linha tracejada corresponde à parte imaginária das ondeletas, no domínio do tempo. (Adaptado de Torrence e Compo, 1998)	42
Figura 4.10. Exemplos de <i>tapers</i> utilizados no método MTM, para o período do último milênio (850-1850 E.C.)	43
Figura 5.1. Índice do tipo DSAS reconstruído para os últimos 12.000 anos a partir de registros proxy. O índice foi obtido pela diferenca entre as séries de anomalias	

normalizadas de TSM dos registros SSTA _{WEST} e SSTA _{EAST} (ver Tabela 4.1 para detalhes	47
sobre os registros). A área em amarelo corresponde a um desvio padrão	
Figura 5.2. Variabilidade do índice do tipo DSAS reconstruído a partir de registros <i>proxy</i> (DSAS _{PROXY}) comparada ao índice do tipo DSAS reconstruído a partir de simulação transiente (DSAS _{REC}), e irradiância solar e insolação. (a) insolação para o mês de dezembro em 30°S (W/m²), curva laranja (Berger e Loutre, 1991); (b) irradiância solar reconstruída a partir do modelo (W/m²), curva verde; (c) índice do tipo	
DSAS reconstruído a partir de simulação transiente (DSAS _{REC}), curva preta; (d) índice do tipo DSAS reconstruído a partir de registros <i>proxy</i> (DSAS <i>PROXY</i>), curva preta. O YD e o evento frio do Hemisfério norte em 8,6-8,0 mil anos A.P. (ambas as barras azul claro, respectivamente), e a variabilidade de alta frequência durante o Holoceno superior (área verde claro) se destacam	47
Figura 5.3. Séries temporais das três diferentes formulações do índice do tipo DSAS baseados no experimento transiente para os últimos 12.000 anos (ver item 4.1 para detalhes). DSAS _{AVG} – linha preta; DSAS _{REC} – linha azul; DSAS _{FOE} – linha vermelha	48
Figura 5.4. Precipitação/umidade a partir de registros <i>proxy</i> para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: círculos azuis, mais úmido que o presente; círculos vermelhos, mais seco que o presente; círculos cinza, similar ao presente; estrelas vermelhas, transição seco para úmido; estrelas azuis, transição úmido para seco. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical: latitude, e eixo	
horizontal: longitude	51
maiores de Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude Figura 5.6. Salinidade a partir de registros <i>proxy</i> para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: círculos azuis, menos salino que o presente; e círculos vermelhos, mais salino que o presente. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de	52
Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude	52
maiores de q. mao vermea se refere a familique, e erao norreolitar se refere a fongitude	53

rigura 5.6. Temperatura de supernicie do mar a partir de registros <i>proxy</i> para o mixi,	
na costa leste da América do Sul. Cores dos símbolos: azul, mais frio que o presente;	
vermelho, mais quente que o presente; cinza, similar ao presente; e quadrados cinza,	
oscilação entre quente e frio. O tamanho do símbolo se refere ao índice ${\bf Q}$	
(confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de	
Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude	54
Figura 5.9. Anomalias médias anuais de precipitação para o HM, em relação a valores	
do PI, derivadas das saídas dos 8 modelos do PMIP3/CMIP5 (cores sombreadas), e	
compilação <i>multiproxy</i> para a variável precipitação no HM (símbolos em cores), no	
leste da América do Sul. Áreas sombreadas em vermelho (azul) correspondem a clima	
mais seco (mais úmido) durante o HM, quando comparado a condições do PI, com	
valores em milímetros por ano (mm/ano). (a) Média de conjunto, (b) BCC-CSM1.1, (c)	
CCSM4, (d) CNRM-CM5, (e) FGOALS-s2, (f) HadGEM2-CC, (g) HadGEM2-ES, (h)	
IPSL-CM5A-LR, (i) MIROC-ESM (ver Tabela 4.3 para detalhes sobre cada modelo).	
Círculos vermelhos (azuis) correspondem a clima do HM mais seco (mais úmido) que o	
PI, estrelas vermelhas (azuis) correspondem a transição climática de úmido para seco	
(seco para úmido) durante o HM, e círculos brancos correspondem a clima do HM	
similar ao PI. O tamanho dos símbolos corresponde a confiabilidade dos registros	
paleoclimáticos, inferida a partir de seu modelo de idades e da resolução amostral. Eixo	
vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude, ambas em graus (°).	56
Figura 5.10. Ciclo anual médio de precipitação dado pelos modelos do PMIP3/CMIP5.	
Valores para o NE Brasil (3°-13°S; 33°-43°W) nos painéis (a) HM, (b) PI, e (c) diferença	
entre HM e PI; valores para o SE Brasil (14°-25°S; 40°-50°W) nos painéis (d) HM, (e)	
PI, e (f) diferença entre HM e PI; valores para o oeste da Amazônia (WA, 0°-10°S; 55°-	
70°W) nos painéis (g) HM, (h) PI, e (i) diferença entre HM e PI. Para localização das	
áreas NE, SE e WA, ver figura 5.10. A linha sólida preta indica a média de conjunto	
(ensemble) de todos os modelos analisados	57
Figura 5.11. Séries temporais para o índice MEA (valores normalizados) para o UM	
(primeira coluna, itens a e c), e PI (segunda coluna, itens b e d). Itens a e b se referem	
	58
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	59
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	
ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL	

(painel inferior) (linha sólida preta no espectro de potência, cone de influência como linha sólida preta e linha pontilhada azul significam p < 0.05)	60
Figura 5.14. Espectro de potência de ondeleta e espectro global de ondeleta para o índice MEA, para o experimento PI: CCSM4 (painel superior) e IPSL (painel inferior) (linha sólida preta no espectro de potência, cone de influência como linha sólida preta e linha pontilhada azul significam p < 0,05)	61
Figura 5.15. Regressão do índice MEA sobre anomalias de TSM (a e d, °C), τ_x (b e e,	
N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (c e f, m), para o experimento UM. Primeira linha: modelo CCSM4, segunda linha: modelo IPSL	63
Figura 5.16. Regressão do índice MEA sobre anomalias de TSM (a e d, °C), τ_x (b e e,	
N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (c e f, m), para o experimento PI. Primeira linha: modelo CCSM4, segunda linha: modelo IPSL	63
Figura 5.18. Anomalias de radiação de onda curta em superfície para dias de céu claro (W/m²) na região tropical (30°N-30°S), como resposta à atividade vulcânica ao longo do UM, dada pela série de aerossóis vulcânicos de Gao <i>et al.</i> (2008). (a) CCSM4, (b) IPSL. Estrelas vermelhas se referem a eventos vulcânicos com impacto radiativo abaixo de -2,5 W/m² (limiar indicado pela linha tracejada preta)	64
Figura 5.19. Composição para o ano anterior à erupção vulcânica (ano -1). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo	
IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f)	
anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m)	66
Figura 5.20. Composição para o ano da erupção vulcânica (ano 0). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e	
(d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na	
profundidade da isoterma de 20°C (m)	66
Figura 5.21. Composição para um ano posterior à erupção vulcânica (ano +1). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo	
IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f),	
anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m)	67
Figura 5.22. Composição para quatro anos posteriores à erupção vulcânica (ano +4). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o	
modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e	
(f) anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m)	68

Figura 6.1. Dois primeiros modos FOE de precipitação a partir do conjunto de dados Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Schneider et al., 2014), no período de 1901 a 2010. O primeiro modo (painel da esquerda) é dado por precipitação associada à variabilidade da ZCIT (11% variância explicada), o segundo modo (painel da direita) é impactado pela distribuição de TSM do Atlântico sul (10% da variância explicada). As regiões marcadas com retângulos vermelhos foram utilizadas para formular as séries de tempo usadas nas regressões com a TSM do Atlântico sul (Figura 6.2) e na comparação com o índice tipo DSAS para o Holoceno (Figura 6.3). Maiores detalhes disponíveis no texto	70
Figura 6.2. Regressão da precipitação da América do Sul com as anomalias de TSM do oceano Atlântico sul obtidas a partir do conjunto de dados NOAA-ERSST (Smith <i>et al.</i> , 2008) na área NE (painel à esquerda), e SE (painel à direita)	70
Figura 6.3. Relação entre a precipitação no NE e SE do Brasil com o índice do tipo DSAS. DSAS _{REC} (linha preta) e anomalias normalizadas de precipitação derivada de modelo para os últimos 12.000 anos no (a) Nordeste do Brasil (PPT-NE, linha azul), e (b) Sudeste do Brasil (PPT-SE, linha vermelha) (para detalhes sobre as regiões, ver item 6.1 no texto)	71
Figura 6.4. Diferença entre composições para as fases positiva e negativa do índice DSAS _{AVG} . TSM – cores sobre o oceano (°C); tensão de cisalhamento do vento – setas (10 ⁻⁵ N/cm ³); e precipitação continental – cores sobre o continente, com valores positivos e negativos superpostos, em linhas pretas (mm/dia)	72
Figura 6.5. Síntese do clima do HM na porção leste da América do Sul, em comparação ao clima pré-industrial	76
Figura 6.6. Regressões (mm ⁻¹ /ano) do índice do tipo MEA com anomalias de precipitação. Resultados para os modelos CCSM4 (primeira linha), e IPSL (segunda linha), onde (a) e (c) se referem ao experimento controle; (b) e (d) se referem ao experimento transiente para o UM (p<0,05)	78
Figura 6.7. Impacto radiativo (W/m²) na faixa latitudinal tropical (30°N-30°S) das erupções vulcânicas durante o UM. (a) CCSM4; e (b) IPSL. Note que as escalas no eixo vertical são diferentes. Os períodos em cores indicam intensidade da atividade vulcânica: 850-1100 E.C., atividade vulcânica fraca; 1100-1500 E.C., atividade vulcânica explosiva; e 1500-1850 E.C., atividade vulcânica moderada. As erupções assinaladas correspondem a: Samalas (1258/9), Kuwae (1452/3), e Tambora (1815/6)	79
Figura 6.8. Regressões (mm ⁻¹ /ano) do índice do tipo MEA com anomalias de precipitação, calculadas a partir do experimento transiente para o UM. Resultados para os modelos CCSM4 (primeira linha), e IPSL (segunda linha), onde (a) e (d) se referem ao período 850 a 1.100 E.C.; (b) e (e) se referem ao período 1.100 a 1.500 E.C.;	

(c) e (f) se referem ao período 1.500 a 1.850 E.C. (p<0,05)	82				
Figura B.1. Composites para dois anos posteriores à erupção vulcânica (ano +2).					
Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o					
modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de tau X (N/m²); (c)					
e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m)					
Figura B.2. Composites para três anos posteriores à erupção vulcânica (ano +3).					
Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o					
modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de tau X (N/m²); (c)					
e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m)	88				

Lista de tabelas

	Página
Tabela 4.1. Detalhes dos registros paleoclimáticos utilizados para obter o índice DSAS reconstruído	28
Tabela 4.2. Descrição dos tipos de proxy usados na compilação de registros paleoclimáticos para o HM (modificada a partir de Wirtz et al., 2010)	33
Tabela 4.3. Modelos do PMIP3/CMIP5 utilizados na comparação entre dados paleoclimáticos e resultados de modelos, para a variável precipitação. "Grade" se refere ao espaçamento horizontal (longitude x latitude)	37
Tabela A. Localização e referências dos registros paleoclimáticos usados nesse estudo. Abreviações: Local: Lk = lago, Cv = caverna, Rv = rio; Tipo de proxy: IF = Fracionamento isotópico, PC = Físico-químico, BI = biológico. Números entre parênteses na coluna "Local", nos registros 72, 77, 90, 95, 112 e 113, se referem ao número total de amostras coletas no local indicado. Mais detalhes	
sobre os tipos de proxy podem ser encontrados na Tabela 4.2	84

Resumo

Este trabalho teve como objetivo investigar processos de interação ar-mar na porção leste da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente ao longo do Holoceno (últimos 12.000 anos). Para isso, os efeitos de forçantes naturais sobre a variabilidade climática foram investigados em três escalas temporais: (i) milenarcentenária: efeitos de pulsos de degelo no Oceano Atlântico, e de variações nas forçantes solar e orbital sobre o modo dipolar subtropical do Atlântico sul e consequências sobre a precipitação, durante o Holoceno; (ii) cenário médio: efeitos de diferencas na forcante orbital em relação ao clima presente sobre a precipitação média no continente, durante o Holoceno médio (6.000 anos atrás), por meio de uma compilação de dados paleoclimáticos inédita para esse período, e comparação com resultados de simulações numéricas; (iii) multidecadal: efeitos de variações na forçante vulcânica ao longo do último milênio (850 a 1850 da Era Comum) sobre a variabilidade do modo equatorial do Atlântico e consequências sobre a precipitação na América do Sul. Os resultados mostraram efeitos dos eventos de rápido resfriamento do Hemisfério norte na variabilidade do modo dipolar subtropical do Atlântico sul, com consequências principalmente sobre a precipitação do Nordeste do Brasil. O cenário médio para o Holoceno médio apontou déficit hídrico na porção leste da América do Sul durante esse período, relacionado com menor quantidade de insolação de verão recebida pelo Hemisfério sul. A dificuldade na coleta de testemunhos marinhos foi identificada como um dos principais limitantes em estudos paleoclimáticos. O vulcanismo explosivo observado no último milênio resfriou a região tropical no ano da erupção, e enfraqueceu a relação entre a precipitação na porção leste da América do Sul e o modo equatorial do Atlântico. Finalmente, a presente tese demonstrou, por meio de comparações dados-modelo, a importância do Oceano Atlântico no regimes de chuva da América do Sul em diversas escalas temporais para climas onde a forçante antropogênica era pouco significativa. 195 pp.

Palavras-chave: Paleoclimatologia, América do Sul, Oceano Atlântico sul, Holoceno, interação ar-mar, dipolo subtropical do Atlântico sul, Holoceno médio, compilação multiproxy, modo equatorial do Atlântico, vulcanismo, precipitação

Abstract

This work investigates the air-sea interaction processes in eastern South America and the adjacent Atlantic Ocean for the Holocene (past 12,000 years). The effects of the natural forcings on climate variability were investigated in three timescales: (i) millennial-to-centennial: effects of Atlantic meltwater pulses and changes in the solar and orbital forcings on the South Atlantic subtropical dipole, and rainfall impacts during the Holocene; (ii) mid-Holocene scenario: effects of changes in the orbital forcing, in comparison to the present-day conditions, on mean precipitation over the continent, during the mid-Holocene (6,000 years ago). This was achieved through an unpublished multiproxy compilation and comparison with numerical experiments; (iii) multidecadal: effects of changes in the volcanic forcing along the past millennium (850 to 1850 Common Era) on the variability of the Atlantic equatorial mode and consequences on precipitation over South America. Results show effects of the Northern Hemisphere cooling events on the variability of the South Atlantic subtropical dipole, with impacts mainly over Northeastern Brazil's rainfall. The mid-Holocene scenario results indicate a water deficit in eastern South America during this period related to a decrease in Southern Hemisphere summer insolation. The difficulty in marine cores sampling is identified as one of the main problems in current paleoclimate studies. The explosive volcanism observed during the past millennium cooled the tropical regions at the year of the volcanic eruption, and weakened the relation between the precipitation in eastern South America and the Atlantic equatorial mode. This thesis shows through data-model approaches the importance of the Atlantic Ocean on South America precipitation regimes in the climate timescales where the anthropogenic forcing was not so relevant. 195 pp.

Keywords: Paleoclimatology, South America, South Atlantic Ocean, Holocene, airsea interaction, South Atlantic subtropical dipole, mid-Holocene, multiproxy compilation, Atlantic equatorial mode, volcanism, precipitation

Lista de siglas e abreviações

AB -	Λ1+a	40	\mathbf{p}_{α}	ونتناه
AB-	AITA	aa	$\mathbf{D}0$	บงาล

ACM – Anomalia Climática Medieval

A.P. – Antes do Presente

APAN – Água Profunda do Atlântico Norte

CB - Corrente do Brasil

CCSE - Contracorrente Sul Equatorial

CCSM - Community Climate System Model

CM - Corrente das Malvinas

CMIP - Coupled Model Intercomparison Project

CNB - Corrente Norte do Brasil

CRA - Célula de Revolvimento do Atlântico

CSE – Corrente Sul Equatorial

D-O - Dansgaard-Oeschger

DSAS – Dipolo Subtropical do Atlântico Sul

DTI – Detritos Transportados por Icebergs

E.C. – Era Comum

ENOS – El Niño-Oscilação Sul

ESM - Earth System Model

FAS – Frente Subantártica

FOE – Funções Ortogonais Empíricas

FST – Frente Subtropical

GPCC – Global Precipitation Climatology Centre

GPCP - Global Precipitation Climatology Project

H - Heinrich

HI - Holoceno Inferior

HM – Holoceno Médio

HS – Holoceno Superior

IPCC – Intergovernmental Panel for Climate Change

IPSL – Institut Pierre Simon Laplace

IST – Irradiância Solar Total

JBN – Jato de Baixos Níveis

MAS - Modo Anular Sul

MCR – Mudança Climática Rápida

MEA – Modo Equatorial do Atlântico

MGF - Manto de Gelo Fennoscandian

MGG - Manto de Gelo da Groenlândia

MTM - Multitaper Method

MTPE - Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno

NCAR – National Center for Atmospheric Research

NGRIP - North GRIP

OAN - Oscilação do Atlântico Norte

ODP - Oscilação Decadal do Pacífico

OMA – Oscilação Multidecadal do Atlântico

PI – Pré-industrial

PIG – Pequena Idade do Gelo

PMIP - Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project

PNM – Pressão ao Nível do Mar

SCSE - Subcorrente Sul Equatorial

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

SSM – Salinidade de Superfície do Mar

TSM – Temperatura de Superfície do Mar

UM – Último Milênio

UMG – Último Máximo Glacial

YD - Younger Dryas

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

Capítulo 1

Introdução

Muito se discute sobre as atuais mudanças no clima da Terra. O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCO*) informou em seu último relatório, publicado em 2013, um aumento de 0,85°C na média global de temperatura de superfície (Figura 1.1) (IPCC, 2013). Tal aumento é representado por uma tendência linear registrada em dados instrumentais no período de 1880 a 2012, no qual a década de 2000 foi a mais quente (Stocker *et al.*, 2013). O aquecimento dos oceanos representa 93% do total, enquanto que o aquecimento dos continentes e o derretimento do gelo correspondem a 3% do aquecimento total do planeta, cada um; a atmosfera contabiliza 1% (Stocker *et al.*, 2013).

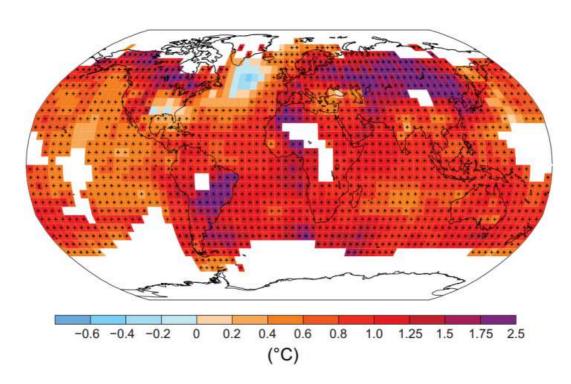


Figura 1.1. Mudança observada na temperatura de superfície (°C) no período de 1900 a 2012. Modificado de IPCC (2013).

No ano de 2011, a concentração de dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e óxido nitroso (N₂O), considerados gases estufa na atmosfera, foi a maior dos últimos 800.000 anos (391 ppm, 1803 ppb, e 324 ppb, o que equivale a um excedente em 40%, 150%, e 20%, respectivamente, em relação aos valores préindustriais de 1750) (IPCC, 2013). O aumento da concentração de CO₂ na atmosfera desde o começo da Era Industrial se deve principalmente à emissão por combustíveis fósseis, e também às emissões por uso e mudança do solo, i.e., por fontes antropogênicas. Um incremento na concentração de CO₂ atmosférico pode aumentar a temperatura média global, e gerar impactos nas circulações atmosférica e oceânica, no balanço hídrico global e também nos mecanismos de gelo marinho e mantos continentais de gelo (Zachos *et al.*, 2008). Contudo, prever os efeitos de um aumento na concentração de CO₂ atmosférico não é algo trivial, pois estes podem ter natureza não-linear (Zachos *et al.*, 2008).

A despeito do aumento da temperatura média global e da concentração de gases estufa na atmosfera durante a Era Industrial, o sistema climático terrestre apresenta variabilidade intrínseca, e as mudanças climáticas não estão restritas aos últimos 150 anos. O Máximo Termal do Paleoceno Eoceno (MTPE) ocorreu há 55 milhões de anos atrás (Ma) e foi caracterizado por um aumento abrupto de 8° a 10°C na temperatura da superfície do mar em altas latitudes, e de 4° a 5°C na temperatura de água de fundo (Zachos *et al.*, 2003). O MTPE durou cerca de 100.000 anos e causou alterações em ecossistemas de todo o globo. Esteve associado à liberação de carbono na atmosfera em quantidade equivalente à esperada para o próximo século (da ordem de 1 a 2x10¹8 g de carbono) (Jansen *et al.*, 2007 e referências).

Ao longo do último glacial (116 a 12 mil anos antes do presente, A.P.) (IPCC, 2007), foram registradas variações abruptas no clima global. Dois tipos de eventos ocorreram: os eventos *Heinrich* (H) e os eventos *Dansgaard-Oeschger* (D-O). Os eventos H (Figura 1.2) corresponderam a aumento do fluxo de água de degelo no Atlântico norte, em intervalos de 7.000 a 10.000 anos (Bond e Lotti, 1995), que resultaram em diminuição de temperatura de superfície do mar e salinidade. Os eventos H estiveram relacionados ao aumento na descarga de icebergs do Manto de Gelo *Laurentide*, o que teria enfraquecido a circulação termohalina do Atlântico norte e, consequentemente, diminuído a formação da

Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Bond *et al.*, 1993). O evento H mais recente, também conhecido como H0 ou *Younger Dryas* (YD), ocorreu por volta de 12.000 anos atrás e antecede o início do Holoceno.

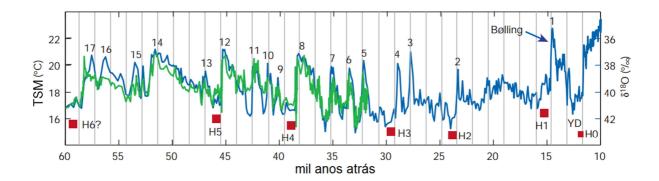


Figura 1.2. Reconstrução de temperatura de superfície do mar (TSM, em °C) a partir de sedimentos oceânicos do Atlântico subtropical (verde, Sachs e Lehman, 1999) e gelo da Groenlândia (azul, testemunho GISP2, Grootes *et al.*, 1993), nos últimos 60.000 anos. Os eventos D-O estão numerados. Os eventos H estão marcados em vermelho. Modificado de Rahmstorf (2002).

Os eventos D-O (Figura 1.2) ocorreram com maior frequência (25 no total) que os eventos H, e consistiram de aquecimentos abruptos ao longo do último glacial, seguidos de um resfriamento gradual (Bond et al., 1993). Os aquecimentos corresponderam a entre 5° e 10°C em apenas algumas décadas, com duração de alguns séculos, e então um retorno rápido às condições glaciais (Rahmstorf, 2002). Existem registros dos eventos D-O ao longo de todo o globo (Voelker et al., 2002). Os mecanismos dos eventos D-O estão relacionados à circulação termohalina do Oceano Atlântico (Broecker et al., 1985). O evento D-O 1, ou Bolling-Allerod (BA), teve início por volta de 14,7 mil anos A.P., quando a circulação termohalina do Atlântico se intensificou (McManus et al., 2004) devido a retração do gelo do Hemisfério norte (Denton et al., 2005). Houve aquecimento no Hemisfério norte e resfriamento no Hemisfério sul (Petit et al., 1999).

Durante o último milênio (UM, 850-1850 da Era Comum, E.C.), as principais forçantes do sistema climático foram variações na atividade solar, intensa atividade vulcânica, aumento de concentração de CO₂ e mudanças no uso da terra (Bauer *et al.*, 2003). Contudo, muitos trabalhos apontam para a

importância da forçante vulcânica (Stenchikov et al., 1998; Bauer et al., 2003; Ammann et al., 2007; Robock et al., 2013, entre outros), cujos efeitos podem permanecer por mais de um ano e causar variações de temperatura de até 0,5°C (Minnis et al., 1993). A Pequena Idade do Gelo (PIG) consistiu de um período com temperaturas abaixo da média – ao menos no Hemisfério norte – de 1400 a 1700 E.C. (Mann et al., 2009), provavelmente relacionado com atividade vulcânica explosiva e mínimos na atividade solar (Miller et al., 2012)

Ao conhecer os mecanismos envolvidos em mudanças climáticas passadas, é possível compreender melhor o clima presente e aperfeiçoar projeções futuras. Entretanto, alguns dos exemplos dados acima possuem escala temporal muito longa em relação à escala humana (e.g. MTPE, e eventos D-O e H), e alguns correspondem a épocas de diferentes configurações geográficas dos continentes e bacias oceânicas (e.g. MTPE), o que dificulta a comparação com mecanismos físicos do clima atual.

O *Holoceno* (do grego, "inteiramente recente") é a segunda época do Período Quaternário, teve início há 11.700 anos A.P. (Walker et al., 2009) e abrange os principais desenvolvimentos da espécie humana na Terra, como o surgimento da agricultura e da escrita, até os dias de hoje. O clima do Holoceno não foi estável, mas sim dinâmico em escala temporal relevante ao desenvolvimento humano e de ecossistemas (Mayewski et al., 2004), além de ser caracterizado por configuração geográfica de continentes e bacias oceânicas semelhante à observada atualmente. Deste modo, pelo conceito de atualismo, no qual as leis naturais que regem o sistema terrestre seriam constantes (Lyell, 1830-33), o estudo do clima do Holoceno implica na melhor compreensão do clima presente.

Para estudar o clima do Holoceno, e de outros climas passados, utiliza-se os conceitos e ferramentas da *paleoclimatologia*. A *paleoclimatologia* é o estudo do clima anterior ao período de medidas instrumentais (Bradley, 1999). A base de estudos paleoclimáticos são registros *proxy* (indicadores) encontrados em sistemas naturais que existiram no passado e eram dependentes do clima. Estes registros são calibrados em relação a uma referência moderna e fornecem informações indiretas das variáveis climáticas, como temperatura, precipitação/evaporação, salinidade, etc. (maiores detalhes sobre registros *proxy* e

datações podem ser encontrados no Apêndice I). Os registros *proxy* podem ser confrontados com resultados de simulações numéricas para climas passados com o objetivo de se explicar os possíveis mecanismos físicos envolvidos, quantificar a importância relativa de um fator em relação a outro, ou até mesmo testar a sensibilidade climática à diferentes forçantes (Bradley, 1999).

Devido à escassez de registros *proxy* e estudos paleoclimáticos na região da América do Sul e Atlântico sul adjacente em relação à outras partes do mundo (e.g. Mayewski *et al.*, 2004; *MARGO Project Members*, 2009; Bartlein *et al.*, 2011; ver Figura 1.3), esta é uma área que demanda novos estudos. A porção leste da América do Sul é caracterizada pela Mata Atlântica, bioma que possui maior diversidade de plantas que algumas partes da floresta amazônica (estima-se mais de 2.000 espécies de árvores e arbustos – Veblen *et al.*, 2007).

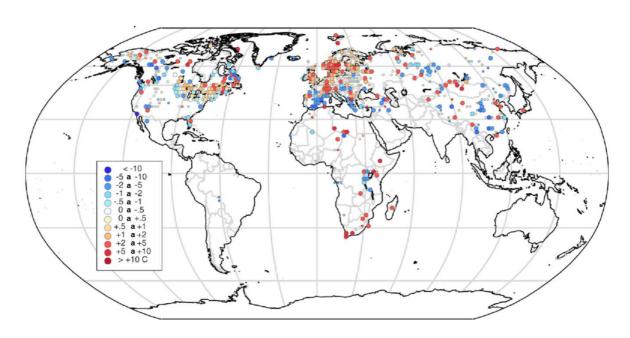


Figura 1.3. Variações em temperatura média anual (°C) para o Holoceno médio (6.000 anos atrás), comparadas ao presente, a partir de registros paleoclimáticos de pólen e macrofóssil de plantas (Bartlein *et al.*, 2011). Adaptado de Braconnot *et al.* (2012).

Com formação original desde o Rio Grande do Norte até o Rio Grande do Sul, a região da Mata Atlântica é influenciada por sistemas meteorológicos tanto tropicais quanto de latitudes médias, que apresentaram variações em posição e intensidade ao longo do tempo. Registros de espeleotemas para os últimos 3.000

anos no nordeste do Brasil apontam variações em precipitação relacionadas à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Novello *et al.*, 2012). O clima mais seco do que o presente observado na região amazônica por meio de registros palinológicos datados do início do Holoceno estaria ligado à migração latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Behling, 2002).

Por se situar em região costeira, a Mata Atlântica também reflete condições de evaporação e transporte de umidade do oceano Atlântico adjacente. O desenvolvimento de mata fechada na costa do Estado de Santa Catarina após o Holoceno médio (ca. 6.000 cal anos A.P.) esteve ligado à incursões marinhas e possível aumento do nível do mar (Behling e Negrelle, 2001). A reconstrução paleoceanográfica de Pivel et al. (2013) para o sudoeste do Atlântico sul apresenta importante variabilidade em fauna e hidrografia de superfície ao longo dos últimos 13.000 anos. Condições interglaciais são observadas a partir de 8.200 anos A.P. na temperatura de superfície do mar (TSM) e salinidade de superfície do mar (SSM), que podem ter alterado a ressurgência costeira e produtividade na costa sudeste do Brasil (Pivel et al., 2013).

1.1. Objetivos

Dada a importância do estudo de climas passados para a melhor compreensão do clima presente, e aperfeiçoamento de projeções futuras, este trabalho investigou os impactos das variações das forçantes naturais durante o Holoceno no clima da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente. Para isso, foram definidos o objetivo geral deste trabalho, e alguns objetivos específicos, descritos abaixo.

<u>Objetivo geral</u>: investigar mecanismos de interação oceano-atmosfera e impactos sobre a precipitação da América do Sul de 12.000 anos atrás até o pré-industrial, período no qual a forçante antropogênica não era significativa.

Objetivos específicos:

De maneira a atender o objetivo geral desta tese, os efeitos de forçantes naturais na variabilidade climática foram estudados em diversas escalas:

- 1. **milenar-centenária:** diversas forçantes naturais (pulsos de degelo no Oceano Atlântico, forçante orbital, e atividade solar) e sua relação com a precipitação no continente ao longo do Holoceno (~12.000 anos cal. A.P. até o préindustrial), a partir da relação entre o dipolo subtropical do Atlântico sul e a precipitação no continente;
- 2. **cenário médio:** diferenças na forçante orbital e precipitação no continente durante o Holoceno médio (6.000 anos cal. A.P);
- 3. **multidecadal:** variações na forçante vulcânica durante o último milênio (850 a 1850 E.C.), a partir da relação entre o modo equatorial e a precipitação no continente.

Para isso, a presente tese foi organizada da seguinte maneira:

- Capítulo 2: Definição da área de estudo, descrição da circulação oceânica atual de superfície, descrição dos principais sistemas meteorológicos atuantes no clima atual, e descrição dos modos de variabilidade climática que foram estudados;
- Capítulo 3: Contextualização paleoclimática da região, com descrição das forçantes climáticas ao longo do período estudado (Holoceno), eventos climáticos e variabilidade climática ao longo dos últimos 12.000 anos;
- Capítulo 4: Descrição dos conjuntos de dados e métodos utilizados neste estudos;
- Capítulo 5: Descrição dos principais resultados encontrados;
- Capítulo 6: Discussão dos resultados e implicações na precipitação sobre a América do Sul;
- Capítulo 7: Conclusões e considerações finais;
- Apêndice 1: Descrição de alguns conceitos em paleoclimatologia necessários para melhor compreensão deste estudo;
- Anexo A: Tabela descritiva dos registros paleoclimáticos utilizados em parte deste estudo;
- Anexo B: Estudo de composições para eventos vulcânicos resultados de parte deste estudo;
- Artigos científicos derivados desta tese, publicados ou submetidos.

Capítulo 2

Caracterização da região de estudo

2.1. Circulação do Oceano Atlântico sul

A circulação do Oceano Atlântico sul é parte da célula de revolvimento do Atlântico (CRA, e.g. Kuhlbrodt *et al.*, 2007), que contribui com a redistribuição global de calor. O Oceano Atlântico sul transporta calor em direção ao Hemisfério norte, e por isso é considerada uma bacia peculiar (Srokosz *et al.*, 2012). Em latitudes altas no Atlântico norte, o oceano perde calor em superfície para a atmosfera. O resultado é o afundamento de águas densas e frias, que são transportadas para sul em profundidade e formam a APAN (Dickson e Brown, 1994).

As correntes de superfície observadas no Atlântico sul próximo à costa com a América do Sul são a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), a Contracorrente Sul Equatorial (CCSE), a Corrente Sul Equatorial (CSE), a Corrente do Brasil (CB), e a Corrente das Malvinas (CM) (Figura 2.1.).

A SSM é fortemente influenciada por precipitação, evaporação e vazão. Assim, valores baixos de SSM são encontrados próximo à desembocadura dos rios da Prata (ca. 35°S, 55°W) e Amazonas (ca. 0°, 50°W), e também sob a ZCIT. Máximos de SSM são encontrados nos subtrópicos, devido à intensa evaporação na região da alta subtropical (ca. 25°, 10-40°W) (Talley et al., 2012). A TSM tem distribuição zonal no Atlântico sul, com águas mais frias ao sul e águas mais quentes ao norte, variando entre 10 e 27°C (Figura 2.2.a e b) (Locarnini et al., 2010). Em 36°S a confluência da CB (corrente quente de superfície) com a CM (corrente fria de superfície) é caracterizada por isotermas densamente espaçadas

na margem continental à leste da América do Sul (Wainer *et al.*, 2000). O Atlântico equatorial apresenta um padrão espacial em forma de língua no campo de TSM conhecido como *Niño* do Atlântico (Zebiak, 1993; Chang *et al.*, 2006).

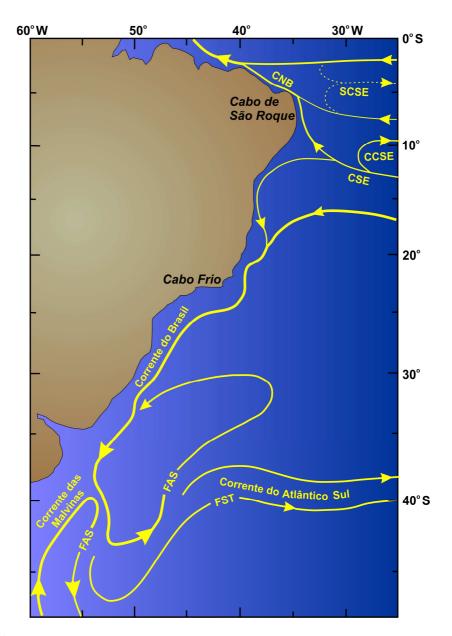


Figura 2.1. (a) Correntes barotrópicas e frentes em altos níveis, na margem continental brasileira, Atlântico sudoeste: CNB – Corrente Norte do Brasil; SCSE – Subcorrente Sul Equatorial; CCSE – Contracorrente Sul Equatorial; FAS – Frente Subantártica; FST – Frente Subtropical. Modificado de Peterson e Stramma (1991).

A variabilidade do Atlântico sul abrange períodos desde a escala interanual até multidecdal (Enfield e Mayer, 1997; Venegas *et al.*, 1998; Czaja e Frankignoul, 2002; Wainer *et al.*, 2008).

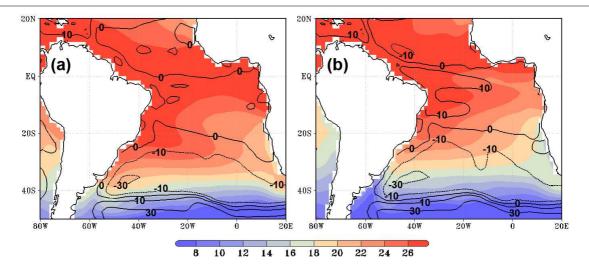


Figura 2.2. Circulação de superfície no Oceano Atlântico sul. (a) e (b) Função de corrente barotrópica durante o verão austral (dezembro a fevereiro), e inverno austral (junho a agosto), respectivamente. Valores em *sverdrup* (Sv) (linhas pontilhadas e sólidas, Salas-Melia *et al.*, 2005), e temperatura de superfície do mar média no período de 1979 a 2010, em graus celsius (°C), a partir do conjunto de dados ERA-Interim (em cores, Dee *et al.*, 2011).

2.2. Clima da América do Sul

A América do Sul se estende desde o equador até altas latitudes, e apresenta topografia bastante variável, desde planícies (planície Amazônica) até grandes cadeias montanhosas (Cordilheira dos Andes). A estes fatores se atribui a variabilidade de tempo e clima, que incluem condições tropicais, subtropicais e extratropicais (Garreaud *et al.*, 2009). Desta maneira, o clima da América do Sul pode ser definido, principalmente, pela monção de verão e por sistemas transientes.

A expressão "Sistema de monção da América do Sul" (SMAS, Garreaud et al., 2009; Vera et al., 2006) foi primeiramente usada após Zhou e Lau (1998) pois a circulação atmosférica de verão na América do Sul não concorda com a definição clássica de monção. A monção clássica é definida como a inversão sazonal do padrão de circulação atmosférica de larga escala em superfície devido ao aquecimento diferencial dos continentes e oceanos. Contudo, Zhou e Lau (1998) não utilizaram este critério para definir a SMAS, mas sim ao obter a inversão

sazonal das anomalias dos ventos de leste. Tais anomalias foram calculadas ao subtrair o vento anual dos padrões de vento de inverno e verão. A circulação resultante durante o verão austral se original na região subsaariana, cruza o equador e é direcionada para sudeste ao encontrar a Cordilheira dos Andes (Figura 2.3).

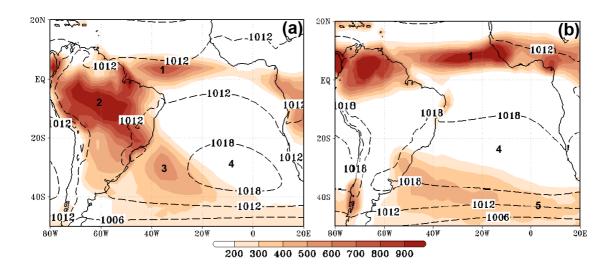


Figura 2.3. Circulação atmosférica média em superfície durante (a) o verão austral (dezembro a fevereiro), e (b) inverno austral (junho a agosto), calculada entre 1979 e 2010 a partir do conjunto de dados ERA-Interim (Dee et al., 2011) e GPCP (Adler et al., 2003). (1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); (2) e (3) Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS), componentes continental e oceânica, respectivamente; (4) Alta subtropical do Atlântico sul; (5) ventos de oeste. As cores se referem à precipitação média no período de dezembro a fevereiro, em milímetros (mm); linhas tracejadas se referem à pressão média ao nível do mar, em hectopascal (hPa). O eixo vertical corresponde a latitudes, e o eixo horizontal corresponde a longitudes.

Uma baixa térmica se desenvolve em superfície sobre a bacia amazônica como consequência do aquecimento continental. Os ventos desta circulação atingem a região do *Gran Chaco* no Paraguai e giram no sentido horário, formando uma baixa pressão em superfície (Garreaud *et al.*, 2009). Cinco regiões principais de precipitação durante o verão austral são identificadas na América do Sul (Lenters e Cook, 1995): (1) a bacia amazônica; (2) o setor norte dos Andes, onde a precipitação é relacionada com a convergência dos ventos em baixos níveis e também com a baixa térmica em superfície; (3) o setor central dos Andes, onde a

precipitação é causada pelo aumento da orografia no lado leste da montanha e também pela convergência de vento meridional; (4) o setor sul dos Andes, onde a precipitação é puramente orográfica; e (5) a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS, e.g. Carvalho *et al.*, 2004), que se forma por convergência de ventos e advecção de umidade em baixos níveis, e também por contribuição de sistemas transientes que se deslocam em direção ao equador.

Outra característica importante da circulação atmosférica na América do Sul é o Jato de Baixos Níveis (JBN, e.g. Marengo *et al.*, 2004). O JBN transporta umidade da bacia amazônica ao centro-sul da América do Sul, consiste de um máximo de ventos a uma altitude de 1 a 2 km, e pode influenciar a posição e intensidade de ZCAS (Marengo *et al.*, 2004).

Os mecanismos mencionados acima estão presentes em baixos níveis na atmosfera, mas a circulação em altos níveis também apresenta características relacionadas à SMAS (e.g. Marengo *et al.*, 2012). A alta da Bolívia (AB) é o principal padrão de verão em altos níveis e consiste da resposta ao calor latente liberado por nuvens de chuva que se formam na bacia amazônica. À leste da AB observa-se o cavado do Nordeste como um fluxo de retorno em altos níveis, e que está relacionado com subsidência sobre o Nordeste do Brasil (Zhou e Lau, 1998). Tanto a AB quanto o cavado do Nordeste estão associados com a ZCAS em superfície (Lenters e Cook, 1997).

A ZCAS é o principal sistema convectivo da América do Sul e é responsável por grande parte da precipitação durante o verão austral no centro e sudeste do Brasil (Carvalho *et al.*, 2004). Consiste de uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste sudeste, e traz umidade da região amazônica ao centro e sudeste do Brasil. A ZCAS é caracterizada pelo acoplamento da zona de convergência com vórtices transientes provenientes de latitudes mais altas, e pode ficar estacionária por vários dias. Os sistemas transientes são responsáveis por parte da precipitação no sudeste da América do Sul ao longo de todo o ano. Reboita *et al.* (2010) identificaram três regiões de predominância de atividade ciclônica no Oceano Atlântico sul adjacente à América do Sul: (i) Argentina (ca. 48°S), (ii) na foz do Rio da Prata, entre a Argentina e o Uruguai (ca. 35°S), (iii) e na costa sul/sudeste do Brasil. A TSM do Oceano Atlântico sul podem influenciar

a intensidade e posição da ZCAS (Chaves e Nobre, 2004).

Parte da variabilidade interanual da SMAS pode ser explicada pelo *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS, e.g. Trenberth, 1997); sua fase quente (fria) contribui com a diminuição (aumento) de precipitação durante a estação chuvosa no norte da América do Sul e com precipitação acima (abaixo) da média no sudeste da América do Sul (Marengo *et al.*, 2012 e referências). O modo anular sul (MAS, Visbeck, 2009) também está relacionado com a variabilidade interanual da precipitação no sudeste da América do Sul.

Dois modos de variabilidade de TSM são observados no Atlântico tropical: o modo meridional (e.g. Xie e Carton, 2004) e o modo equatorial (e.g. Zebiak, 1993). No Atlântico subtropical, observa-se em escala interanual o modo dipolar, ou dipolo subtropical do Atlântico sul (DSAS, Venegas *et al.*, 1996; Morioka *et al.*, 2011; Nnamchi *et al.*, 2011), que está relacionado com a alta subtropical do Atlântico sul e cuja variabilidade influencia a precipitação na América do Sul e continente africano.

Em escala de tempo interdecadal, há evidências de contribuições da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP, Mantua *et al.*, 1997) e da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA, Enfield *et al.*, 2001) (Garcia e Kayano, 2009; Chiessi et al., 2009; Silva *et al.*, 2011).

2.3. Modos de variabilidade do Atlântico Sul – do equador aos subtrópicos

O interesse do presente trabalho é investigar os mecanismos de interação ar-mar entre o Oceano Atlântico sul e a porção leste da América do Sul. Desta forma, os modos de variabilidade do Atlântico sul examinados neste estudo (equatorial e subtropical) e alguns impactos sobre a precipitação desta região serão descritos abaixo.

2.3.1. Modo equatorial do Atlântico (MEA)

O modo equatorial do Atlântico (MEA) é um modo de variabilidade interanual identificado por meio de padrão espacial de língua fria de TSM no Atlântico tropical (Figura 2.4), com anomalias máximas observadas durante o inverno austral (de junho a agosto) (Zebiak, 1993; Tokinaga e Xie, 2011). Esse modo apresenta importante influência sobre climas regionais e é conhecido também como *Niño* do Atlântico, por apresentar os mesmos mecanismos físicos do ENOS (Keenlyside e Latif, 2007). Os mecanismos físicos são dados pelo feedback de Bjerknes (Bjerknes, 1969): na região da língua fria equatorial, os ventos alísios e a circulação da alta subtropical do Atlântico sul estão associados à ressurgência na costa da África que trazem águas mais frias da subsuperfície, e intensificam o gradiente de TSM entre o Atlântico equatorial leste e oeste. O enfraquecimento do feedback de Bjerknes acima descrito está associado à fase positiva do MEA, em alusão à bacia do Oceano Pacífico (Keenlyside e Latif, 2007). Isto corresponde à diminuição dos ventos alísios, o que torna o Atlântico equatorial leste mais quente devido à diminuição da ressurgência costeira, desintensifica o gradiente leste-oeste de TSM, e enfraquece a circulação zonal atmosférica (Bjerknes, 1969). Quanto à sua periodicidade, estudos anteriores (Zebiak, 1993; Carton *et al.*, 1996; Ding et al., 2010; Brandt et al., 2011) encontraram um período típico de 2 a 5 anos para o MEA no clima presente.

Durante os últimos 60 anos, observou-se enfraquecimento do MEA, caracterizado por TSM anomalamente quente na porção leste do Atlântico equatorial, relacionado ao aumento da concentração de gases estufa de origem antropogênica e emissão de aerossóis na atmosfera (Tokinaga e Xie, 2011). Isso sugere a interferência de forçantes externas no modo de variabilidade do Atlântico equatorial.

Os impactos do MEA sobre a precipitação da América do Sul foram pouco investigados. A fase quente do MEA (anomalias positivas de TSM na porção leste do Atlântico equatorial) resulta em aumento (diminuição) de precipitação sobre o Nordeste do Brasil e Amazônia equatorial oeste (monção africana), devido à intensificação e deslocamento da ZCIT para sul, aumento de atividade convectiva

e enfraquecimento dos ventos de leste em superfície (Carton e Huang, 1994; Ruiz-Barradas *et al.*, 2000; Servain *et al.*, 2000; Okumura e Xie, 2004).

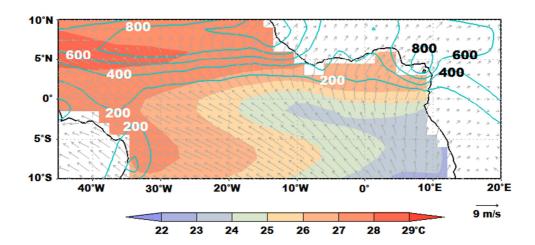


Figura 2.4. Climatologia para os meses de junho a agosto (JJA), a partir de dados do Era-Interim (Dee *et al.*, 2011) e GPCP (Adler *et al.*, 2011). Cores sombreadas: TSM (°C); linhas verdes: precipitação (mm/mês); e setas em cinza: vento em superfície (m/s).

2.3.2. Modo dipolar subtropical ou dipolo subtropical do Atlântico sul (DSAS)

O dipolo subtropical do Atlântico sul (DSAS) foi primeiramente identificado por Venegas et al. (1996) nos campos de TSM e pressão a nível do mar (PNM) na região do Atlântico sul . A periodicidade encontrada para o DSAS, que corresponde ao segundo modo de variabilidade de TSM do Atlântico sul (20% a 40% da variância explicada), foi de cerca de 15 anos (Venegas et al., 1996). O DSAS corresponde a uma oscilação na intensidade da alta subtropical do Atlântico sul, juntamente com variações no padrão dipolar de TSM, com pico do acoplamento ar-mar durante o verão austral (de dezembro a fevereiro) (Venegas et al., 1997). O padrão de dipolo do DSAS (Figura 2.5) tem orientação nordestesudoeste, e a fase positiva (negativa) ocorre quando o polo sudoeste possui anomalias positivas (negativas) de TSM e o polo nordeste possui anomalias negativas (positivas) de TSM. Isso ocorre por deslocamento para sul e

fortalecimento da alta subtropical do Atlântico sul associado a variações na espessura da camada de mistura e nas anomalias do fluxo de calor latente (ver Figura 17 em Morioka *et al.*, 2011).

Alguns efeitos da variabilidade do DSAS na precipitação da América do Sul foram recentemente discutidos. Anomalias negativas (positivas) de TSM sobre o Atlântico tropical sul em conjunto com anomalias positivas (negativas) de TSM sobre o Atlântico sul extratropical (a.k.a. fase positiva (negativa) do DSAS) correspondem a verões mais úmidos (secos) e com início mais precoce (tardio) no sudeste do Brasil, e verões mais secos (úmidos) e com início mais tardio (precoce) no nordeste do Brasil (Bombardi e Carvalho, 2011). Além disso, durante anos neutros de ENOS, o modo DSAS modula a ciclogênese e a ZCAS de maneira significativa: a fase negativa do DSAS aumenta a ciclogênese no sul do Brasil e também a migração de ciclones extratropicais para norte, aumentando a precipitação no leste da América do Sul (Bombardi et al., 2014).

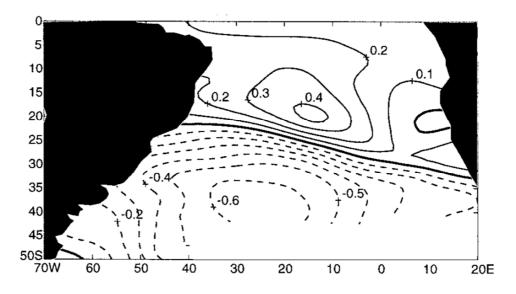


Figura 2.5. Segundo modo de variabilidade de TSM no Atlântico sul dado pelo modo DSAS. Modificado de Venegas *et al.* (1997).

Capítulo 3

Contexto paleoclimático

3.1. O Holoceno

A época geológica denominada "Holoceno" (do grego, "inteiramente recente") compreende o intervalo mais recente da história da Terra. Formalmente, seu início corresponde à idade de 11.700 anos calendário antes de 2000 E.C. (11,7 mil anos cal. b2k), com erro máximo de 99 anos (Walker et al., 2009). Essa idade foi obtida na profundidade de 1492,45m do testemunho de gelo da Groenlândia NorthGRIP (NGRIP) e corresponde a uma mudança abrupta de valores de excesso de deutério (Figura 3.1). Foi ratificada pelo Comitê Executivo da União Internacional de Ciências Geológicas (International Union of Geological Sciences, IUGS) como a idade que delimita o final do YD e, portanto, o início do Holoceno (Walker et al., 2009).

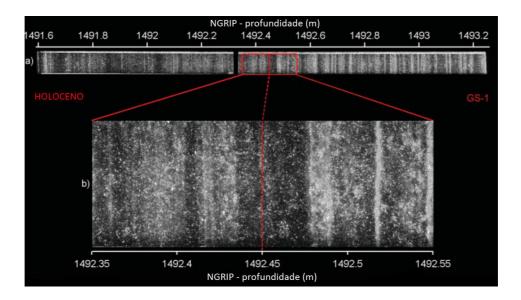


Figura 3.1. Estratigrafia visual do testemunho NGRIP entre 1491,6 e 1493,25 m de profundidade. A localização do limite Pleistoceno-Holoceno em 1492,45 m está mostrada no painel b). Modificado de Walker *et al.* (2009).

Diferentemente do que se pensava, o clima do Holoceno não foi estável, e apresentou mudanças que alteraram significativamente a dinâmica do clima, com efeitos em escala humana e de ecossistemas (Mayewski *et al.*, 2004), como por exemplo a variação dos parâmetros orbitais que alteram a insolação que atinge o topo da atmosfera (Figura 3.2) (para maiores explicações sobre parâmetros orbitais, ver Apêndice I). Com base nos grandes eventos de mudanças climáticas ocorridos em 8,2 e 4,2 mil anos A.P., o Holoceno pode ser subdividido em três intervalos (Walker *et al.*, 2012):

- Holoceno inferior (HI, entre 11,7 e 8,2 mil anos A.P.): baixos (altos) valores
 de insolação de verão no Hemisfério sul (norte), apresentou intensa
 atividade monçônica (de Menocal et al., 2000; Zhang et al., 2011).
- Holoceno médio (HM, entre 8,2 e 4,2 mil anos A.P.): também conhecido como "Máximo Termal do Holoceno"; apresentou temperaturas de verão boreal mais altas que o pré-industrial, e monções enfraquecidas (e.g. Wanner et al., 2008).
- Holoceno superior (HS, a partir de 4,2 mil anos A.P.): também chamado "Neoglacial", apresentou temperaturas em queda no Hemisfério norte em decorrência de menores valores de insolação de verão boreal (e.g. Denton e Karlén, 1973); o limite superior deste intervalo é dado pela tendência de aquecimento global do século XX.

3.1.1. Mudanças Climáticas Rápidas (MCRs) durante o Holoceno

O clima do Holoceno foi dinâmico em escala humana e de ecossistemas (Mayewski *et al.*, 2004). Denton e Karlén já mostravam variações de extensão de gelo globalmente distribuídas no trabalho de 1973 (Denton e Karlén, 1973). Em escala de tempo milenar, variações na insolação de verão (Figura 3.2a) levaram ao deslocamento da ZCIT e alterações nos sistemas de monção (Wanner *et al.*, 2011).

Em escala de tempo multidecadal a multicentenal, ocorreram períodos de clima mais estável e mais quente que durante o glacial anterior foram interrompidos por eventos frios, ao menos no Hemisfério norte (Wanner *et al.*, 2011). Mayewski *et al.* (2004) identificaram seis períodos de mudanças climáticas rápidas (MCR) ao longo do Holoceno: 9.000-8.000, 6.000-5.000, 4.200-3.800, 3.500-2.500, 1.200-1.000, e 600-150 anos cal. A.P.

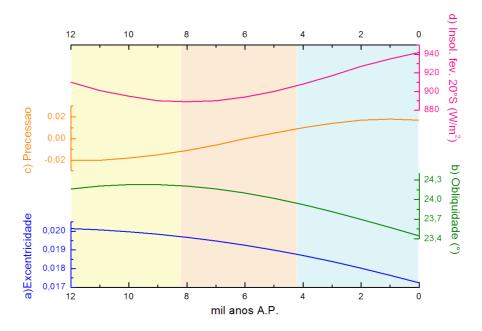


Figura 3.2. Parâmetros de Milankovitch durante o Holoceno e insolação resultante (Berger e Loutre, 1991). a) excentricidade; b) obliquidade (°); c) precessão; e d) insolação do verão austral (fevereiro) a 20°S de latitude (W/m²). Dados em http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.56040. Áreas em cores: amarelo – Holoceno inferior; laranja – Holoceno médio; e verde – Holoceno superior, de acordo com classificação de Walker *et al.* (2012). Para maiores explicações sobre os parâmetros de Milankovicth, ver Apêndice I.

O trabalho de Bond *et al.* (1997, 2001) também define eventos de resfriamento para o Hemisfério norte, relacionados a *proxies* para detritos transportados por icebergs (DTI, *Ice-rafted debris*, em inglês), aos quais os autores atribuem a periodicidade de 1.470 ± 500 anos. Os eventos de DTI investigados por Bond *et al.* (1997, 2001) foram oito: 11.100, 10.300, 9.400, 8.100, 5.900, 4.200, 2.800, e 1.400 anos A.P.

Aqui serão descritos os eventos apontados por Mayewski *et al.* (2004) por consistirem de uma compilação de cerca de 50 diferentes registros.

3.1.1.1. O evento de 8,2 mil anos atrás e o colapso do Manto de gelo Laurentide

A MCR de 9.000-8.000 anos cal. A.P. foi um evento único por ter ocorrido em um período onde ainda havia grandes mantos de gelo no Hemisfério norte, como o Manto de gelo *Laurentide*. O Manto de gelo *Laurentide* teve seu colapso iniciado por volta de 8.200 anos A.P. (Barber *et al.*, 1999), quando a drenagem do Lago Agassiz gerou um pulso de água doce no Oceano Atlântico norte que perturbou a CRA (Törnqvist e Hijma, 2012 – ver Figura 3.3). O derretimento total do Manto *Laurentide*, atingido em 6,8 ± 0,3 mil anos A.P., contribuiu com cerca de 2 cm/ano para o aumento do nível do mar (Carlson *et al.*, 2008).

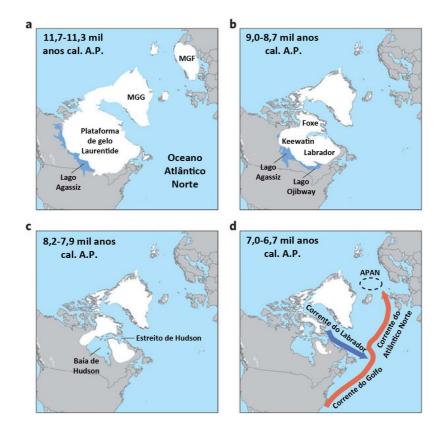


Figura 3.3. Degelo na região do Atlântico norte durante a primeira metade do Holoceno. a) Início do Holoceno (MGF- Manto de gelo Fennoscandian; MGG - Manto de gelo da Groenlândia). b) Estágio final do Lago (protoglacial) Agassiz, incluindo os principais domos do Manto de gelo Laurentide (Foxe, Keewatin, e Labrador). c) Início da drenagem do Lago Agassiz pela Baía de Hudson e pelo Estreito de Hudson. d) Estágio final do Manto de gelo Laurentide, e as principais correntes oceânicas de superfície na região de formação da APAN. Modificado de Törnqvist e Hijma (2012).

O evento de 8,2 mil anos A.P. gerou queda da temperatura do ar de 4° a 8 °C na Groenlândia central e de 1,5° a 3°C em locais marinhos e terrestres no entorno do Estreito de Hudson, indicando diminuição na transferência de calor do oceano para a atmosfera (Barber *et al.*, 1999). O colapso do Manto de gelo *Laurentide* reduziu a salinidade de superfície e alterou a circulação oceânica ao liberar mais de 10¹⁴ m³ de água doce no Mar do Labrador, reduzindo a circulação da CRA (Barber *et al.*, 1999).

Os efeitos do evento de 8,2 mil anos A.P. foram globais. Além do resfriamento observado na América do Norte e Europa, há registros de secas persistentes no Haiti, Amazônia, Paquistão e África; o nível do Lago Titicaca baixou; os ventos de oeste em latitudes médias no Hemisfério sul se intensificaram, o que aumentou a precipitação no Chile (Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2011). Registros paleoclimáticos da Ásia e América do Sul apresentam padrão antifásico na região das monções de verão, com aumento da chuva na América do Sul e diminuição da chuva na Ásia (Cheng *et al.*, 2009).

3.1.1.2. Padrão do tipo polos frios-trópicos secos

Durante as MCRs de 6.000-5.000, 4.200-3.800, 3.500-2,500, e 1.200-1.000 anos cal. A.P., observou-se comportamento similar ao evento 8,2 mil anos A.P.: temperaturas mais baixas nas regiões polares e monções enfraquecidas nos trópicos (Mayewski *et al.*, 2004). De acordo com Stríkis *et al.* (2011), a precipitação na região da monção da América do Sul diminuiu durante os eventos frios do Holoceno, e estiveram em antifase com a monção asiática. Não há evidências de grandes pulsos de degelo, e a forçante solar pode ter sido a principal causa (migração da ZCIT para sul e fortalecimento dos ventos de oeste). As evidências para os eventos 4.200-3.800 e 1.200-1.000 anos cal. A.P. são poucas, mas sincronizadas (Mayewski *et al.*, 2004).

Wanner *et al.* (2011) citam ainda a MCR de 1,75-1,35 mil anos A.P. (300-600 E.C.), conhecida como "Idade Negra", que corresponde à transição da Antiguidade para a Idade Média (evento de 1,4 mil anos A.P. de Bond *et al.*,

1997). Há registros de grandes migrações na Europa devido às anomalias negativas de temperatura. Após esse período, houve diminuição na atividade solar e intensa atividade vulcânica (Wanner *et al.*, 2011).

3.1.1.3. Padrão do tipo polos frios-trópicos úmidos

Este padrão corresponde à MCR de 600-150 anos A.P. (ou 1.300-1.750 E.C.), também conhecida como Pequena Idade do Gelo (PIG – período de 1.300 a 1.700 E.C., Mann *et al.*, 2009), evento Bond 0, ou Grande Mínimo Solar (Wanner *et al.*, 2011), por conter os períodos de mínima atividade solar de Spörer (1450-1534 E.C.) e Maunder (1654-1715 E.C.) (para maiores explicações sobre atividade solar, ver item I.1.2.2 do Apêndice I). Os efeitos observados no clima global correspondem a polos mais frios e com ventos mais intensos, e regiões tropicais, como o leste da África, mais úmidas (Wanner *et al.*, 2011).

O resfriamento observado durante a PIG provavelmente esteve ligado à baixa atividade solar que enfraqueceu a circulação termohalina, em conjunto com a intensa atividade vulcânica. De acordo com o terceiro relatório do IPCC (IPCC, 2007), a PIG foi caracterizada por alternância entre períodos frios e quentes. Na Europa, a PIG está relacionada ao desaparecimento de comunidades norueguesas, e.g. (Wanner *et al.*, 2011) (mais detalhes sobre a PIG no item 3.1.3).

3.1.2. Ótimo climático do Holoceno médio

O HM foi caracterizado por maior (menor) quantidade de insolação de verão no Hemisfério norte (sul), comparado a condições modernas (ver Figura 3.2). Particularmente, a mudança em insolação foi devida a uma diferença de cerca de 101° entre a longitude do periélio do HM e o valor atual (Figura 3.4). Como consequência, o periélio ocorria no equinócio da primavera austral durante o HM, e hoje ele é alcançado no solstício do verão austral (Joussaume e Braconnot, 1997). Isto causou uma diminuição de cerca de 20 W/m² na insolação

de latitudes sul, de janeiro a março, durante o HM, em comparação ao período pré-industrial (Bosmans *et al.*, 2012).

A condição orbital do HM teve impacto no clima global, com temperaturas mais altas, monção africana e monção indiana intensificadas (Braconnot *et al.,* 2007a), e monção sul-americana enfraquecida (Cruz *et al.,* 2009), devido ao deslocamento para norte da ZCIT (Harrison *et al.,* 2003). Ainda, a intensificação da alta subtropical do Atlântico sul, a diminuição do transporte de umidade da Amazônia para o centro-sul do Brasil pelo enfraquecimento da convergência de baixos níveis na Bacia Amazônica teriam reduzido a precipitação em grande parte da América do Sul (Melo e Marengo, 2008).

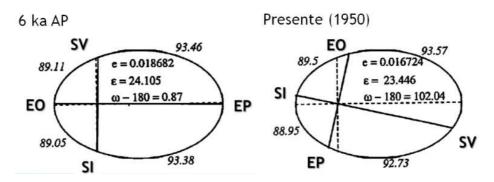


Figura 3.4. Elementos orbitais da Terra para o Holoceno médio (6 mil anos A.P.) e para o presente (1950 E.C.), onde e é a excentricidade, ε é a obliquidade, e ω é a longitude do periélio. Siglas, para o Hemisfério sul: SV solstício de verão, SI solstício de inverno, EO equinócio de outono, e EP equinócio de primavera. Modificado de Joussaume e Braconnot (1997).

Wirtz et al. (2010) afirmam que o sistema climático sofreu uma reorganização em sua variabilidade durante o HM. De acordo com os autores, a mudança de condições mais frias para condições mais quentes e o colapso dos mantos de gelo no Atlântico norte reorganizaram a circulação oceânica, aumentando a variabilidade climática no Atlântico. Renssen et al. (2009) também relacionam o processo de colapso do Manto de gelo Laurentide com mudanças na insolação de verão devido a variações nos parâmetros orbitais. No Oceano Pacífico, o modo de variabilidade relacionado ao ENOS esteve mais estável durante o HM (Roberts et al., 2014), e com variância reduzida (Cobb et al., 2013),

em comparação ao clima moderno.

3.1.3. Mudanças climáticas do último milênio

As principais forçantes climáticas do UM são a atividade solar (Figura 3.5), a atividade vulcânica, o aumento na concentração de CO₂ e outros gases estufa (Figura 3.6), e variações na cobertura e uso da terra (Bauer *et al.*, 2003) (maiores explicações sobre as forçantes podem ser encontradas no Apêndice I). Particularmente no Hemisfério norte, predominaram as forçantes solar e vulcânica, sendo a forçante de gases estufa importante apenas durante o período pré-industrial (Bauer *et al.*, 2003).

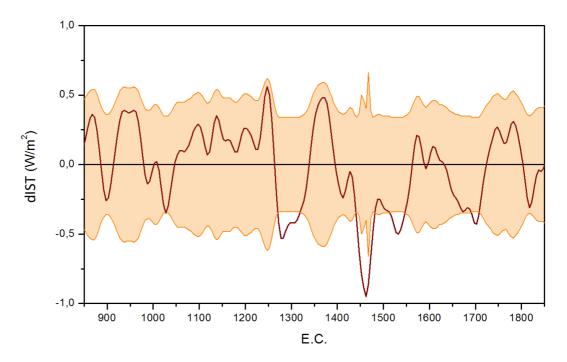


Figura 3.5. Diferença em irradiância solar total (IST) em relação ao mínimo solar de 1986 E.C. (1365,57 W/m²), em W/m², a partir de dados de ¹ºBe extraídos do testemunho de gelo GRIP, Groenlândia (Steinhilber *et al.*, 2009). A área sombreada se refere a um desvio padrão.

A combinação de todos esses fatores resultou na variabilidade climática do UM, melhor conhecida para o Hemisfério norte do que para o Hemisfério sul

(Mann *et al.*, 2009). Desta forma, são definidos dois principais períodos para o clima do UM no Hemisfério norte (Mann *et al.*, 2009):

- Anomalia Climática Medieval (ACM). De 950 a 1250 E.C., a ACM consistiu de um aquecimento abaixo dos níveis atuais, observado em grande parte do Atlântico norte, sul da Groenlândia, e partes da América do Norte. Parte do Atlântico sul, Eurásia central e noroeste da América do Norte exibiram resfriamento anômalo. Houve tendência para condições do tipo *La Niña* no Oceano Pacífico, e fase positiva da Oscilação do Atlântico norte (OAN).
- Pequena Idade do Gelo (PIG). De 1400 a 1700 E.C., a PIG correspondeu ao resfriamento dos continentes do Hemisfério norte. No entanto, houve aquecimento no Oriente Médio, Atlântico norte central, África, Eurásia tropical e Pacífico extratropical.

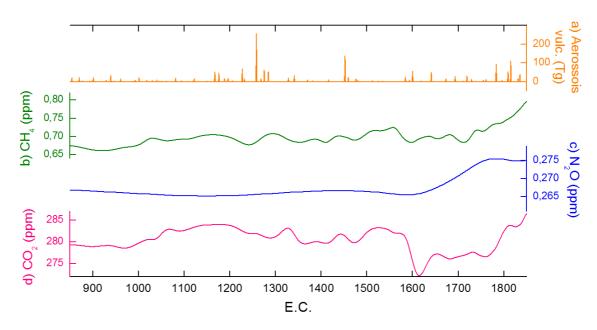


Figura 3.6. Forçantes vulcânica e de gases estufa ao longo do UM (850-1850 E.C.). a) Total global de aerossóis de origem vulcânica (enxofre) (Gao *et al.*, 2008). Concentração de gases estufa (Flueckiger *et al.*, 2002; MacFarling Meure *et al.*, 2006): b) CH₄ (ppm), c) N₂O (ppm), e d) CO₂ (ppm).

As forçantes solar e vulcânica são as principais causas da ACM e da PIG. Contudo, o vulcanismo explosivo ao longo do UM parece ter tido efeito predominante (Ammann *et al.*, 2007; Schurer *et al.*, 2014). Os aerossóis de origem

vulcânica fornecem energia ao sistema climático ao espalhar radiação solar visível, refletir e absorver nas bandas do infravermelho próximo, e absorver e emitir radiação térmica de onda longa (Stenchikov et al., 1998). Esses aerossóis podem permanecer na atmosfera de alguns meses a até dois anos, produzindo resfriamento na troposfera, aquecimento anômalo durante o inverno em continentes do Hemisfério norte e enfraquecimento dos sistemas de monção (Robock, 2013) (maiores explicações sobre vulcanismo no Apêndice I). É provável que a série de erupções vulcânicas observadas a partir de 1200 E.C. (Figura 3.6a) tenha resfriado a superfície terrestre de maneira persistente até o período préindustrial, e iniciado a PIG, cujo resfriamento foi reforçado pelos mínimos de atividade solar (Miller et al., 2012).

Os registros do ACM e da PIG na América do Sul são escassos. Na região da América do Sul, Brown e Johnson (2005) reportam deslocamento anômalo da ZCIT para sul durante a PIG, como observado durante o último glacial. No norte do Brasil, Cohen *et al.* (2005) observaram retração do nível do mar e condições de seca durante a PIG. Também houve seca no Nordeste do Brasil durante a PIG (Novello *et al.*, 2012).

Capítulo 4

Materiais e Métodos

Este Capítulo contém a metodologia utilizada para reconstruir climas passados por meio de uma compilação de dados para o HM, e índices de variabilidade climática para o Holoceno e últimos 1.000 anos. Tais reconstruções são inéditas e necessárias para a melhor compreensão dos mecanismos de mudanças climáticas dos últimos 12.000 anos. Especificamente, essas reconstruções auxiliam no entendimento da variabilidade climática do Oceano Atlântico tropical e subtropical, e seu impacto no clima do continente sulamericano.

4.1. Reconstrução do modo tipo DSAS durante o Holoceno

4.1.1. Reconstrução do modo tipo DSAS baseada em dados *proxy*

Dois sedimentos marinhos coletados de lados opostos do oceano Atlântico sul foram escolhidos para investigar o padrão de dipolo na TSM do Atlântico subtropical sul ao longo dos últimos 12.000 anos (ver Tabela 4.1 para detalhes sobre os registros). Apesar de os registros paleoclimáticos terem latitudes similares, as longitudes dos locais de amostragem correspondem ao limite leste e oeste da Bacia do Atlântico sul (Fig. 4.1). Ambos os registros consistem de reconstruções de TSM, possuem modelos de idade lineares equivalentes, e estão localizados em regiões impactadas pelo regime de circulação da Alta Subtropical (Fig. 4.1).

O registro a oeste (LaPAS-KF02) foi coletado na plataforma continental superior brasileira, a sudeste (25,5°S; 45,12°W), a 827 m de profundidade (Pivel

et al., 2013). Esta região é influenciada pela CB, cujo fluxo principal está centrado na isóbata de 1000m (Mahiques et al., 2007). Contudo, a área de coleta está distante do fluxo mais intenso da corrente, pois se localiza entre a plataforma superior e o exterior da plataforma continental.

Tabela 4.1. Detalhes dos registros paleoclimáticos utilizados para obter o índice DSAS reconstruído.

Registro	Nome	Lat. (°)	Lon. (°)	Profund. (m)	Idade (mil anos)	Proxy
LaPAS-KF02	SSTA _{WEST}	25°50'S	45°12'W	827	0,402-12,958	Contagem de
						foraminíferos
						plantônicos
ODP-1084B	$SSTA_{EAST}$	25°30'S	13°1,67'E	1992	0-21,262	Razão
						Mg/Ca

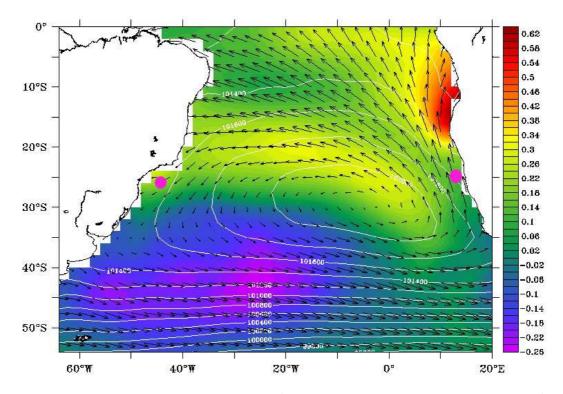


Figura 4.1. Localização dos testemunhos (círculos rosa, veja tabela 1 para detalhes) no Atlântico sul, assim como a distribuição espacial da média climatológica da pressão ao nível do mar (linhas brancas, em Pa) e ventos (setas pretas, em m/s), sobre o modo dominante no campo de TSM (cores, em °C) dado pelo primeiro modo FOE a partir de dados do National Oceanic and Atmospheric Administration National Climatic Data Center Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures (NOAA-NCDC ERSST, Smith et al., 2008), no período de 1961 a 1990.

O testemunho a leste (ODP-1084B) foi extraído da plataforma continental na Bacia Norte do Cabo (Farmer *et al.*, 2005), sobre a plataforma continental a 300 km da costa da Namíbia (25,3°S; 13,1°W), a 1992m de profundidade. Mudanças nos ventos tropicais que influenciam a intensidade e frequência da ressurgência, alterações nas Correntes de Benguela e das Agulhas, etc. são fatores que influenciam a circulação na região de amostragem (Farmer *et al.*, 2005).

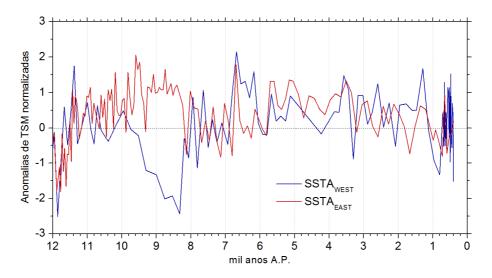


Figura 4.2. Séries temporais de anomalias de TSM média anual normalizadas pelo desvio padrão, a partir dos testemunhos LaPAS-KF02 (Pivel *et al.*, 2013) no Atlântico sudoeste (azul, SSTA_{WEST}) e do testemunho ODP-1048B (Farmer *et al.*, 2005) no Atlântico sudeste (vermelho, SSTA_{EAST}).

O índice DSAS *proxy* persistido (DSAS_{PROXY}) foi reconstruído para o Holoceno ao calcular a diferença entre as séries temporais de anomalias normalizadas dos registros ODP-1084B e LaPAS-KF02 (Fig. 4.2), ou seja,

$$DSAS_{PROXY} = SSTA_{WEST} - SSTA_{EAST}$$
 (4.1)

4.1.2. Reconstrução do modo tipo DSAS baseada em resultados de simulações numéricas

De maneira a interpretar fisicamente a reconstrução *proxy* para o DSAS,

utilizaram-se resultados de simulação paleoclimática transiente do *Community Climate System Model* versão 3 (CCSM3), mantido pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). A simulação se iniciou no Último Máximo Glacial (UMG, 21.000 anos A.P.) e terminou no período pré-industrial. Condições iniciais foram dadas por reconstruções para o UMG (Otto-Bliesner *et al.*, 2006b), assim como variações nos gases estufa (CO₂, CH₄, e N₂O, Joos e Spahni, 2008). Linhas de costa e variações no volume da cobertura de gelo continental derivaram do banco de dados ICE-5G (Peltier, 2004). Essa simulação numérica incluiu pulsos de degelo nos Hemisférios norte e sul (Marson *et al.*, 2014).

Além da reconstrução *proxy* (DSAS_{PROXY}, ver item 4.1.1), foram calculadas três outras formulações para o índice DSAS, para o Holoceno, baseadas nos resultados do experimento transiente acima descrito:

- (1) DSAS_{AVG}: série de anomalias médias de TSM baseada na diferença entre a área 30°-10°W, 30°-40°S e a área 20°W-0°, 15°-25°S (Morioka *et al.*, 2011)
- (2)DSAS_{FOE}: série temporal associada ao segundo modo de variabilidade do Atlântico sul. O método de funções ortogonais empíricas (FOE, Lorenz, 1956) foi aplicado ao campo de TSM do Atlântico sul do experimento transiente para os últimos 12.000 anos. Para testar a capacidade do NCAR-CCSM em reproduzir o DSAS utilizou-se a metodologia de Bombardi e Carvalho (2011). Esses autores avaliaram o desempenho de vários modelos climáticos ao calcular FOEs para o campo de TSM e correlacionar as séries temporais associadas ao modo DSAS com anomalias mensais de TSM no Atlântico sul (ver Fig. 1 de Bombardi e Carvalho, 2011). A Figura 4.3 mostra a correlação entre a série temporal associada ao primeiro modo FOE de TSM e anomalias de TSM no Atlântico sul proveniente de simulação controle (período pré-industrial, baseado em 1850 E.C. - maiores detalhes podem ser encontrados em Otto-Bliesner et al., 2006a). A extensão do experimento controle (1.300 anos) do CCSM baseada em 1850 E.C. (Danabasoglu e Gent, 2009) permitiu avaliar como o modo climático respondeu às forçantes externa do experimento transiente do Holoceno. O primeiro modo FOE calculado nos últimos 12.000 anos (Fig. 4.4) representa a tendência conhecida de aquecimento desde o resfriamento do YD (Alley, 2000). O segundo modo FOE calculado para a simulação transiente nos últimos 12.000 anos reproduziu o

padrão do DSAS (Haarsma *et al.*, 2005; Morioka *et al.*, 2011) e também a estrutura espacial reproduzida com dados modernos (Smith *et al.*, 2008). O segundo modo corresponde a 24,9% da variância explicada, e a série temporal associada foi usada como uma das representações para o modo DSAS (DSAS_{FOE}).

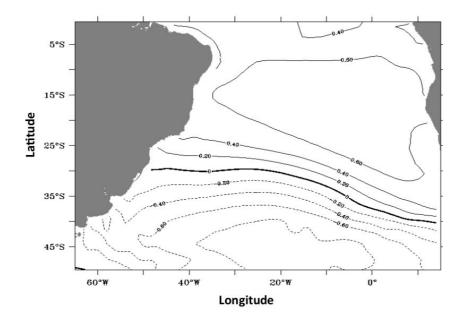


Figura 4.3. Correlação coeficiente entre do FOE1 temporal (primeiro modo) de TSM, e o campo de TSM no Atlântico sul para simulação 1850-controle para o NCAR-CCSM4. Foi utilizada a mesma metodologia de Bombardi e Carvalho (2011).

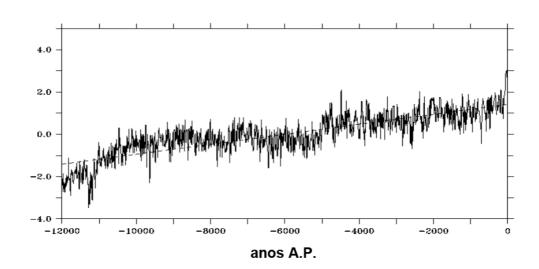


Figura 4.4. Série temporal associada com o primeiro modo FOE de TSM no Atlântico sul a partir da simulação dos últimos 12.000 anos com o NCAR-CCSM4.

(3) DSAS_{REC}: série resultante da diferença entre as séries de anomalias de TSM calculadas nas exatas localizações dos testemunhos marinhos descritos na Tabela 4.1. De acordo com o índice definido por Morioka *et al.* (2011), calculou-se a diferença entre a série à leste e a série à oeste do Atlântico sul.

4.2. Compilação *multiproxy* de registros paleoclimáticos

4.2.1. Dados *proxy*

A compilação multiproxy de dados paleoclimáticos feita nesse trabalho e aqui apresentada, contém grande variedade de tipos de arquivos e registros proxies. Portanto, é relevante considerar suas limitações. A Tabela 4.2 mostra a classificação dos dados paleoclimáticos e tipos de proxy usados neste estudo. Essa classificação foi baseada no trabalho de Wirtz et al. (2010) (veja Tabela 1 em Wirtz et al., 2010 para maiores detalhes). As razões isotópicas de oxigênio e carbono são proxies dependentes de fracionamento. Os proxies físico-químicos compreenderam todas as razões geoquímicas e métodos físico-químicos, enquanto que toda informação derivada de organismos foi classificada como biológica. Destaca-se que parte substancial dos dados paleoclimáticos analisados foi classificada como do último tipo (ca. 83%), sendo a maioria provenientes de assembleias polínicas. A maioria dos registros compostos por pólen refletem alterações em temperatura, mas também podem indicar mudanças no regime de chuvas, principalmente nos trópicos. A mata de Araucaria está relacionada com clima úmido e frio (e.g. Behling, 1997), enquanto que a dominância de Poaceae e Asteraceae no espectro polínico pode corresponder a clima seco e frio (e.g. Ledru et al., 2009).

4.2.1.1. Registros proxy - limitações

A sensibilidade climática característica de cada tipo de *proxy* depende das diferentes frequências em que o *proxy* registra essa informação. Sedimentos marinhos profundos geralmente apresentam baixa resolução temporal (> 1.000 anos) devido à baixa taxa de sedimentação e à bioturbação em zonas não-anóxicas. Por outro lado, registros coralinos possuem alta resolução (anual/sazonal) (Bradley, 1999). A resposta temporal de cada tipo de *proxy* também pode variar. A informação armazenada pode ser afetada por mudanças

climáticas logo após um evento climático, ou pode apresentar uma resposta defasada. Dados de origem vegetal como assembleias polínicas depositadas na Bacia Cariaco (norte da América do Sul), possuem inercia climática e levam ao menos 25±15 anos para responder a mudanças climáticas abruptas (Hughen et al., 2004). Além disso, a resposta biológica dos proxies a variáveis bioclimáticas ao invés do clima em si varia de um organismo para outro (Huntley, 2012). Essa relação complicada entre proxies biológicos e o clima exemplifica as dificuldades ao comparar diferentes tipos de proxy. Ao lidar com registros biológicos, também se deve atentar a possíveis preferências sazonais. Foraminíferos planctônicos e coccolitoforídeos são exemplos de organismos que carregam sinal sazonal relacionado a seus ciclos biológicos (Giraudeau e Beaufort, 2008). Os registros paleoclimáticos também podem apresentar hiatos, ou seja, não serem contínuos no tempo.

Tabela 4.2. Descrição dos tipos de *proxy* usados na compilação de registros paleoclimáticos para o HM (modificada a partir de Wirtz *et al.*, 2010).

Código	Tipo de <i>proxy</i>	Descrição	
IF	Fracionamento isotópico de carbono e oxigênio	δ^{18} O, δ^{13} C	
PC	Físico-químico	Mg/Ca, Ti/Ca, Fe/Ca, Fe/Sr, Al/Si, Si/Ca, C/N, δ ¹⁵ N, tamanho de grãos, petrografia, alquenonas, termoluminescência, mineralogia, pH, Eh, susceptibilidade magnética	
BI	Biológico	Pólen, diatomáceas, esporos, algas, moluscos, esponjas, matéria orgânica, carvão, abundância relativa	

4.2.1.2. Domínio espaço-temporal

Neste estudo utilizaram-se as idades ¹⁴C como publicadas em cada trabalho examinado. Assim, idades não calibradas são expressas como *anos A.P.*, enquanto idades calibradas são indicadas como *anos cal. A.P.* Os trabalhos foram selecionados com base em dois critérios. O primeiro foi a definição temporal do período HM. O HM é normalmente referido como 6.000 anos calibrados A.P. (e.g. Braconnot *et al.*, 2012). Contudo, erros amostrais relacionados à técnica de

datação e à resolução temporal do registro introduzem incertezas que devem ser consideradas. Para isso, o período relativo ao HM foi dado pelo intervalo entre 7.000 e 5.000 anos cal. A.P.



Figura 4.5. Distribuição espacial dos 120 registros paleoclimáticos (a partir de 84 estudos) utilizados na compilação *multiproxy* para o HM. Eixo vertical se refere à latitude, e eixo horizontal se refere à longitude. Detalhes sobre os registros se encontram no Anexo A.

Em seguida, o domínio espacial (Figura 4.5) foi definido com base em parâmetros físicos. Os limites latitudinais usados foram o equador e a latitude médias dos ventos de oeste em altos níveis (ca. 40°S) (Peixoto e Oort, 1992). A posição dos ventos de oeste podem variar latitudinalmente ao longo do ano, de 30° a 60°S em superfície, e de 30° a 50°S em altos níveis na atmosfera (Peixoto e Oort, 1992; Garreaud *et al.*, 2009). Os limites longitudinais usados foram o

meridiano de 10°W no oeste do Oceano Atlântico sul para a borda leste do domínio, enquanto que a borda oeste foi definida para altitudes abaixo de 2300m.

Com base no domínio espaço-temporal definido acima, investigou-se a existência de registros publicados que continham informação climática para o período do HM na América do Sul. Uma tabela com localização, tipo de *proxy* e referência para cada trabalho examinado está disponível no Anexo A. Foram compilados 120 registros paleoclimáticos a partir de 84 estudos, utilizando a cronologia original, conforme cada publicação. Alguns trabalhos incluíam análises diferentes ou uma atualização de registros examinados previamente. A Figura 4.5 mostra a distribuição espacial dos registros incluídos nesse estudo. Os números no mapa identificam a localização de cada amostra, conforme listado no Anexo A.

4.2.1.3. Incertezas na datação

Para avaliar as incertezas na datação dos registros paleoclimáticos, criouse um índice de confiabilidade cronológica (Q), baseado na resolução amostral e no modelo de idades da amostra:

$$Q = \frac{CA + R + D}{3} \tag{4.2}$$

 $\it CA$ (calibração) = 1 para idades calibradas, e $\it CA$ = 0 para idades não-calibradas. $\it R$ (resolução) é a razão entre o número médio de amostras e o comprimento do testemunho:

$$R = \begin{cases} 0.1 \ para \ razão \ entre \ 0.01 \ e \ 0.1 \\ 0.2 \ para \ razão \ entre \ 0.11 \ e \ 0.2 \\ ... \\ 11.0 \ para \ razão \ entre \ 10.01 \ e \ 11.0 \end{cases}$$

$$(4.3)$$

D (datações) é o número de datações dentro do intervalo 7.000-5.000 anos cal. A.P., dividido por 10. Este índice é um método semi-quantitativo dado simplesmente por uma média aritmética, onde o mesmo peso é dado a todos os parâmetros. Desta maneira, quanto maior o valor de Q, maior a confiabilidade cronológica do registro paleoclimático.

4.2.2. Comparação com simulações numéricas para o HM – precipitação

A precipitação/umidade foi a variável climática com maior quantidade de registros *proxy* para o HM na porção leste da América do Sul. Por isso, essa variável foi selecionada para comparação entre dados paleoclimáticos e resultados de modelos. Foram selecionados experimentos para o HM conduzidos pelo *Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project*, terceira fase (PMIP3, Braconnot *et al.*, 2012) que fazem parte do *Coupled Model Intercomparison Project*, quinta fase (CMIP5, Taylor *et al.*, 2012).

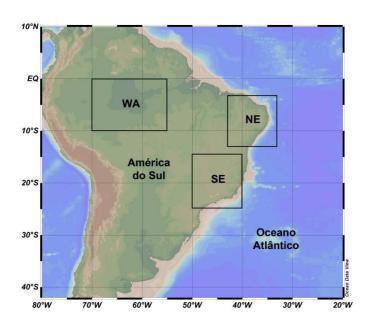


Figura 4.6. Área de estudo: retângulos se referem às regiões selecionadas para o cálculo do ciclo anual de precipitação. NE – Nordeste do Brasil (3°-13°S; 33°-43°W); SE – Sudeste do Brasil (14°-25°S; 40°-50°W); e WA – oeste da Amazônia (0°-10°S, 55°-70°W).

Campos de precipitação mensal foram obtidos de experimentos para os períodos do HM e pré-industrial (PI, usado como experimento controle) a partir do banco de dados do PMIP3/CMIP5. Os oito modelos analisados estão descritos na Tabela 4.3. Concentrações de CO₂ e outros gases estufa foram impostas segundo o protocolo do PMIP e não variaram com o tempo em ambas as simulações HM e PI (Taylor *et al.*, 2009). Os parâmetros orbitais considerados para o HM foram: excentricidade de 0,018682; obliquidade de 24,105°; e periélio a 180° de 0,87°. Foram calculados campos climatológicos médios de precipitação para ambos os períodos, HM e PI. Posteriormente, foram geradas anomalias de precipitação média anual ao subtrair a média anual de precipitação para o PI da

média anual de precipitação do HM. Também se calculou a média de conjunto (*ensemble mean*) das anomalias de precipitação média anual do HM de maneira a se avaliar o espalhamento entre os modelos.

Tabela 4.3. Modelos do PMIP3/CMIP5 utilizados na comparação entre dados paleoclimáticos e resultados de modelos, para a variável precipitação. "Grade" se refere ao espaçamento horizontal (longitude x latitude).

Modelo	Centro de modelagem	Grade	Referência
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace IPSL)	1,875x1,25	Kageyama et al.
			(2012) e Marti et al.
			(2010)
MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science	2,8125 (Gaussiana)	Watanabe et al. (2011)
	and Technology, Atmosphere and Ocean		
	Research Institute (University of Tokyo),		
	and National Institute for Environmental		
	Studies (MIROC)		
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	1,25x0,9424	Gent et al. (2011)
	(NCAR)		
CNRM-CM5	Centre National de Recherches	1,4063 (Gaussiana)	Voldoire et al. (2013)
	Météorologiques/Centre Européen de		
	Recherche et Formation Avancées en		
	Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)		
FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese	2,8125 (Gaussiana)	Bao et al. (2012)
	Academy of Sciences (LASG-IAP)		
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC)	1,875x1,25	Collins et al. (2008)
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre (MOHC)	1,875x1,25	Collins et al. (2008)
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China	2,8125 (Gaussiana)	Xin et al. (2013)
	Meteorological Administration (BCC)		

Finalmente, para analisar as diferenças em sazonalidade entre os modelos, foram calculados os ciclos anuais médios de precipitação para os experimentos HM e PI, em três regiões-chave da América do Sul (Figura 4.6). Cálculo similar foi efetuado para os campos-diferença (entre HM e PI). As três regiões utilizadas foram definidas como: Nordeste do Brasil (NE, 3°-13°; 33°-43°W), onde a estação chuvosa está fortemente relacionada com o deslocamento sazonal da ZCIT; Sudeste do Brasil (SE, 14°-25°; 40°-50°W), onde a ZCAS tem papel de destaque durante a monção de verão, e é responsável pela maior parte dos totais anuais de

precipitação (e.g. Carvalho *et al.*, 2004); e oeste da Amazônia (WA, 0°-10°S; 55°-70°W), onde a SMAS age durante o verão austral (para maiores detalhes sobre os sistemas que causam precipitação na América do Sul, ver Capítulo 2).

4.3. Reconstrução do modo equatorial durante o último milênio

4.3.1. Modelos e forçantes

Foram utilizadas saídas mensais de experimentos para o UM e PI, esta última usada como controle, para os modelos NCAR-CCSM4 (Landrum *et al.,* 2013), e *Institut Pierre Simon Laplace Climate Model* versão 5A *Low Resolution* (IPSL-CM5A-LR, Dufresne *et al.,* 2013). O experimento UM é dito transiente por ter as condições de fronteira variando com o tempo, e seguiu o protocolo definido por Schmidt *et al.,* (2011, 2012) e Taylor *et al.,* 2009, 2012), enquanto que o experimento não-forçado PI está definido em Taylor *et al.,* 2009, 2012).

4.3.1.1. Definições do NCAR-CCSM4

O modelo NCAR-CCSM4 é composto por módulos totalmente acoplados para a atmosfera, o oceano, continentes e gelo marinho (Gent *et al.*, 2011). O experimento transiente para o UM utilizou o método de volumes finitos. A resolução espacial para os módulos atmosférico e continental é de 0,9°x1,25° (longitude x latitude), e 26 níveis verticais; os módulos oceânico e de gelo marinho possuem grade oceânica padrão com Polo Norte deslocado, resolução nominal de 1° (1,1° em longitude, e latitude variável de 0,27° no equador, a 0,54° em 33°), e 60 níveis verticais. As forçantes climáticas aplicadas ao experimento UM foram definidas pelo PMIP3 (Schmidt *et al.*, 2011, 2012), e incluem variabilidade solar, vulcanismo, oscilações em gases estufa (CO₂, CH₄, N₂O), e alterações por uso do solo.

4.3.1.2. Definições do IPSL-CM5

O modelo IPSL-CM5 é um modelo de sistema-Terra (Earth System Model, ESM) e é uma versão aperfeiçoada do IPSL-CM4 (Marti *et al.*, 2010), principalmente em relação a processos biogeoquímicos, química atmosférica, e número de níveis verticais na atmosfera (aumento de 19 para 39, da versão 4 para a versão 5). A resolução espacial do módulo atmosférico é de 3,75°x2,5° (longitude x latitude); os módulos oceânico e de gelo marinho possuem 31 níveis verticais, e resolução horizontal média de 2°x2° (0.5° no equador). As forçantes climáticas para o experimento transiente do UM (gases estufa, variabilidade solar, vulcanismo e uso do solo) estão de acordo com as definições do PMIP3 (Schmidt *et al.*, 2011, 2012). A configuração do experimento controle de 1000 anos é similar ao *spin-up* (o período de *spin-up* consiste de 310 anos com a concentração pré-industrial de gases estufa).

4.3.1.3. Forçantes para o UM

O protocolo do PMIP3 para forçantes do UM foi dado por Schmidt *et al.* (2011, 2012), que definiu as forçantes relevantes para esse período. São elas:

- a) Variações orbitais. Desde 850 E.C. até o presente, o periélio se deslocou de 15 de dezembro a 4 de janeiro; pequenas mudanças em excentricidade e obliquidade implicaram em diminuição de 9 W/m² em agosto e aumento de 3 W/m² em maio, no Hemisfério norte na forçante radiativa (ver Fig. 3.2 – Capítulo 3).
- b) Concentração de gases estufa. As variações nas concentrações dos principais gases estufa (CO₂, CH₄ e N₂O) são provenientes de testemunhos de gelo de alta resolução antárticos (Figura 4.7).
- c) Cobertura/uso do solo. Reconstrução a partir de Pongratz et al. (2008)
- d) Forçante vulcânica de aerossóis estratosféricos. A série de aerossóis de origem vulcânica (compostos de enxofre) para o UM dada por Gao et al. (2008) foi usada como forçante para ambos os modelos, CCSM4 e IPSL, e

derivou de uma reconstrução baseada em 54 testemunhos de gelo do Ártico e da Antártica (ver Figura 3.4).

e) *Variações solares.* A forçante solar foi definida pela irradiância solar total (IST), a partir de Vieira *et al.* (2011) (Figura 4.7).

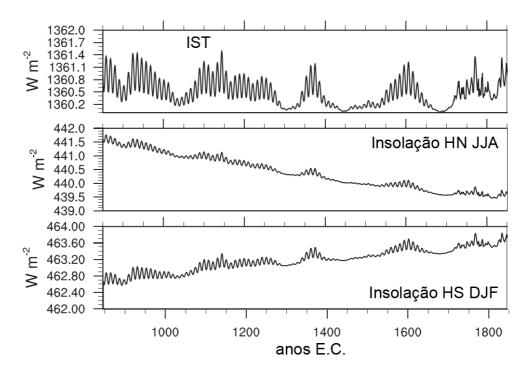


Figura 4.7. Forçante solar (W/m²) ao longo do último milênio (Vieira *et al.*, 2011). Painel superior: irradiância solar total (IST); painel intermediário: insolação de verão no Hemisfério norte; painel inferior: insolação de verão no Hemisfério sul (Adaptado de Landrum *et al.*, 2013).

4.3.2. Métodos

4.3.2.1. Índice para o modo equatorial

O índice para o modo de variabilidade equatorial de TSM do Atlântico (MEA) usado nesse estudo foi baseado na metodologia de Tokinaga e Xie (2011), e consiste da diferença de anomalias de TSM no Atlântico equatorial normalizada pelo desvio padrão:

$$MEA = \left(\frac{MEA_{LESTE} - MEA_{OESTE}}{\sigma}\right) \tag{4.4}$$

onde MEA_{LESTE} corresponde à anomalia de TSM à leste do Atlântico equatorial (média na área 3°N-3°S, 20°W-0°), MEA_{OESTE} corresponde à anomalia de TSM à oeste do Atlântico equatorial (média na área 3°N-3°S, 40°W-20°W), e σ é o desvio padrão (ver Figura 4.8 para regiões de cálculo do índice). O índice MEA foi aplicado aos campos de TSM anuais dos modelos CCSM4 e IPSL citados no item 4.3.1.

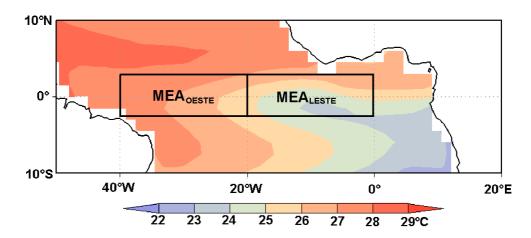


Figura 4.8. Regiões de cálculo do índice para o Modo Equatorial do Atlântico (retângulos de contorno preto) (MEA): MEA_{LESTE} (3°N-3°S, 20°W-0°), MEA_{OESTE} (3°N-3°S, 40°W-20°W). Para metodologia de cálculo do índice, ver item 4.3.2.1. Em cores: TSM climatológica (°C) para os meses de junho a agosto a partir do conjunto de dados do Era-Interim (Dee *et al.*, 2011).

4.3.2.2. Análise espectral

A análise espectral do índice MEA reconstruído foi feita por meio de análise de transformada de ondeletas (Torrence e Compo, 1998) e pelo método *multitaper* (*Multitaper Method*, MTM, Ghil *et al.*, 2002), descritos abaixo. Após estimar o espectro, aplicou-se um método que preserva a variância da potência espectral no gráfico (Emery e Thomson, 2004). Isso consiste em plotar o logaritmo da frequência no eixo X e a frequência multiplicada pela potência no eixo Y, o que permite a comparação entre os espectros.

4.3.2.2.1. Transformada de ondeletas (Torrence e Compo, 1998)

A transformada de ondeleta é utilizada para analisar séries nãoestacionárias (i.e., cuja média varia com o tempo) igualmente espaçadas, e decompô-las no espaço do tempo e da frequência, de maneira a determinar os seus modos de variabilidade, e também como esses modos variam com o tempo. Assume-se então uma função ondeleta ψ_0 (η), onde η é um parâmetro adimensional de tempo. A função ondeleta deve ter média zero e pertencer ao domínio do tempo e da frequência. Como exemplo, a ondeleta *Morlet* (ver Figura 4.9a), que é a mais usada em estudos climáticos (e foi utilizada inclusive no presente estudo):

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \tag{4.5}$$

onde ω_0 é a frequência adimensional. Assim, a transformada contínua de ondeleta de uma sequência discreta X_n é dada pela convolução de X_n com uma versão escalada e transladada de $\psi_0(\eta)$.

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} X_n \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right]$$

$$\tag{4.6}$$

onde s é a escala de ondeleta, n é o índice de série temporal, δt é o espaçamento da série, e * indica o complexo conjugado. O espectro de potência de ondeleta corresponde à amplitude da transformada de ondeleta, ou seja, ao quadrado do módulo da transformada ($/W_n(s)/^2$).

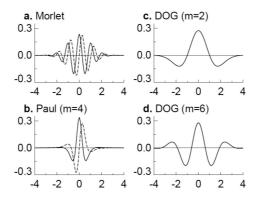


Figura 4.9. Quatro exemplos de ondeletas base. A linha sólida corresponde à parte real, e a linha tracejada corresponde à parte imaginária das ondeletas, no domínio do tempo. (Adaptado de Torrence e Compo, 1998).

Neste estudo, foi utilizado o software disponível online em http://atoc.colorado.edu/research/wavelets, fornecido por C. Torrence e G. Compo (1998).

4.3.2.2.2. Método MTM (Ghil et al., 2002)

O MTM é um método não-paramétrico (ou seja, não se assumem hipóteses sobre a distribuição de probabilidade) que estima a densidade espectral de uma série temporal, reduzindo a variância do espectro estimado, em comparação ao método tradicional (a.k.a. periodograma). Isto é obtido ao aplicar um conjunto de *tapers* ao invés de um único *taper* ou janela espectral, como no periodograma tradicional, por exemplo. Multiplicam-se *tapers* ortogonais entre si (i.e., independentes) (Figura 4.10) e dados de maneira a minimizar o vazamento espectral pelo comprimento finito da série temporal.

Os tapers correspondem ao conjunto discreto de autofunções que minimizam o vazamento espectral fora da banda de frequências com metade da largura de banda igual a pf_R , onde $f_R = 1/(N\Delta t)$ é a frequência de Rayleigh, Δt é o intervalo amostral, e p é um inteiro devidamente escolhido. Apenas os primeiros 2p-1 tapers resolvem o problema do vazamento espectral. Assim, o número de tapers utilizado deve ser igual a K, i.e.

$$K = 2p - 1 \tag{4.7}$$

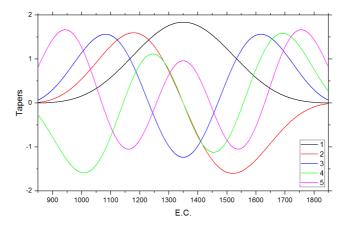


Figura 4.10. Exemplos de *tapers* utilizados no método MTM, para o período do último milênio (850-1850 E.C.).

O comprimento temporal da série irá definir o número de *tapers* utilizados. Na Figura 4.10, o periodograma clássico corresponde ao uso apenas do primeiro *taper* (linha preta). Posteriormente, são obtidas estimativas independentes do espectro de potência, para cada *taper*. A média de conjunto destas estimativas independentes diminui a variância da estimativa final.

Neste, estudo, foi utilizado o software disponível online em http://web.atmos.ucla.edu/tcd//ssa/, fornecido por Vautard *et al.* (1992).

4.3.2.3. Indicadores do feedback de Bjerknes no Atlântico equatorial

Bjerknes (1969) foi o primeiro a observar que havia um mecanismo de feedback no Pacífico equatorial, relacionado a circulação de Walker e a ressurgência no Pacífico leste, na costa da América do Sul. Ele observou que um aumento (diminuição) nos alísios equatoriais leva a um aumento (diminuição) na ressurgência na costa da América do Sul que intensifica (enfraquece) o contraste de TSM entre a porção leste e a porção oeste do Pacífico. Isto estaria relacionado ao fortalecimento (enfraquecimento) da circulação de Walker.

Mais recentemente, Keenlyside e Latif (2007) aplicaram técnicas de regressão para mostrar que o *feedback* de Bjerknes também está presente no Atlântico equatorial. Foram identificados três elementos do *feedback* de Bjerknes, por meio de acoplamento entre:

- a) Anomalias de TSM no Atlântico equatorial leste e vento zonal;
- b) Ventos de superfície no Atlântico equatorial oeste e variações na profundidade da termoclina no Atlântico equatorial oeste;
- c) Altura de superfície do mar e anomalias de TSM (acoplamento entre dinâmica oceânica e variabilidade de TSM).

Neste estudo, o *feedback* de Bjerknes foi investigado por meio de regressões entre o índice MEA e anomalias de TSM, τ_x (tensão de cisalhamento do vento zonal) e profundidade da isoterma de 20°C (equivalente à profundidade da termoclina na região tropical; e.g. Yang e Wang, 2009).

4.3.2.4. Análise de composição

A análise de composição consistiu em selecionar os anos de eventos vulcânicos e compor o padrão médio espacial de cada variável como uma média de conjunto. Neste trabalho, foram selecionados: um ano antes de cada evento (ano -1), o ano do evento (ano 0), e quatro anos após o evento (anos de 1 a 4). Tal seleção resultou em cenários médios anuais de TSM, τ_x , e profundidade de isoterma de 20°C, nos anos de -1 a 4 (6 anos para cada variável). Para selecionar os eventos vulcânicos, verificou-se se cada evento não superpunha os outros, estabelecendo uma diferença de ao menos cinco anos entre cada pico. Para diferenciar erupções vulcânicas e ruído, foram considerados apenas picos negativos abaixo do limiar de -2.5 W/m². Esta metodologia foi baseada no trabalho de Adams *et al.* (2003).

Capítulo 5

Resultados

Neste Capítulo serão apresentados resultados para reconstruções paleoclimáticas elaboradas a partir de registros *proxy* e experimentos numéricos, para a porção leste da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, ao longo do Holoceno. Modos de variabilidade e cenários médios foram reconstruídos. O principal objetivo foi o de caracterizar o clima do Holoceno na região acima citada, dadas as variações nas forçantes climáticas ao longo do Holoceno. Possíveis mecanismos físicos associados serão discutidos no Capítulo 6.

5.1. O modo DSAS ao longo do Holoceno

5.1.1. Reconstrução do modo do tipo DSAS durante o Holoceno

A reconstrução *proxy* do índice do tipo DSAS (DSAS_{PROXY}, Fig. 5.1) para o Holoceno mostra comportamento de alta frequência no início do Holoceno inferior (HI), de 12 a 10 mil anos A.P., e no final do Holoceno superior (HS), durante os últimos 1.000 anos. O índice DSAS_{PROXY} também confirma os eventos frios observados no Hemisfério norte com o mesmo sinal (Wanner *et al.*, 2011).

Apesar de o testemunho no Atlântico oeste estar localizado no limite da mudança de sinal do padrão espacial do modo do tipo DSAS pode-se observar a relação fora de fase entre as séries de anomalias de TSM do registro LaPAS-KF02 e do registro ODP-1084B (Fig. 4.2), o que sugere a influência desse modo de TSM nas localidades de amostragem. As séries temporais de anomalias de TSM foram normalizadas pelo respectivo desvio padrão, de maneira a facilitar a comparação.

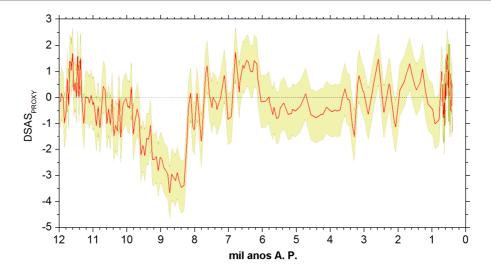


Figura 5.1. Índice do tipo DSAS reconstruído para os últimos 12.000 anos a partir de registros *proxy*. O índice foi obtido pela diferença entre as séries de anomalias normalizadas de TSM dos registros SSTAWEST e SSTAEAST (ver Tabela 4.1 para detalhes sobre os registros). A área em amarelo corresponde a um desvio padrão.

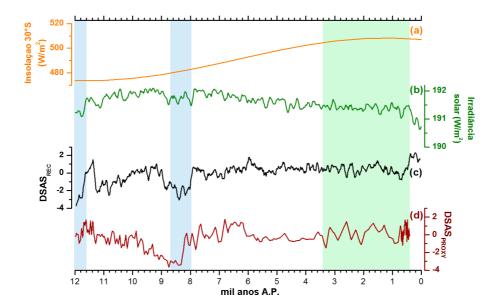


Figura 5.2. Variabilidade do índice do tipo DSAS reconstruído a partir de registros proxy (DSAS_{PROXY}) comparada ao índice do tipo DSAS reconstruído a partir de simulação transiente (DSAS_{REC}), e irradiância solar e insolação. (a) insolação para o mês de dezembro em 30°S (W/m²), curva laranja (Berger e Loutre, 1991); (b) irradiância solar reconstruída a partir do modelo (W/m²), curva verde; (c) índice do tipo DSAS reconstruído a partir de simulação transiente (DSAS_{REC}), curva preta; (d) índice do tipo DSAS reconstruído a partir de registros proxy (DSAS_{PROXY}), curva preta. O YD e o evento frio do Hemisfério norte em 8,6-8,0 mil anos A.P. (ambas as barras azul claro, respectivamente), e a variabilidade de alta frequência durante o Holoceno superior (área verde claro) se destacam.

Os índices DSAS_{PROXY} e DSAS_{REC} concordam entre si e confirmam os períodos de rápido resfriamento no Hemisfério norte associados com pulsos de degelo durante o HI (e.g. o YD e a resposta ao pulso de degelo ocorrido em 9-8 mil anos A.P.), para o Atlântico sul (Figura 5.2). Ambos os índices mostram clima estável durante o HM e um pico no HS. A variabilidade climática do HI é dada principalmente por pulsos de degelo e alterações na circulação oceânica, enquanto as forçantes solar e vulcânica predominam no HS (Fig. 5.2) (Jomelli *et al.*, 2011; Wanner *et al.*, 2011).

As três reconstruções do índice do tipo DSAS baseadas em resultados de modelo são mostradas na Figura 5.3. O coeficiente de correlação (p < 0,05) entre DSAS_{REC} e DSAS_{AVG} é de 0,79, enquanto entre os índices DSAS_{FOE} e DSAS_{AVG} é de 0,67. Desta forma, para os últimos 12.000 anos, o índice DSAS_{REC} pode ser relacionado ao modo FOE de TSM no Atlântico sul que é equivalente ao índice DSAS_{AVG} (Morioka $et\ al.,\ 2011$).

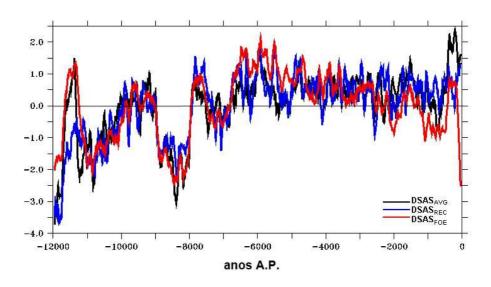


Figura 5.3. Séries temporais das três diferentes formulações do índice do tipo DSAS baseados no experimento transiente para os últimos 12.000 anos (ver item 4.1 para detalhes). DSAS_{AVG} – linha preta; DSAS_{REC} – linha azul; DSAS_{FOE} – linha vermelha.

5.2. Reconstrução paleoclimática para o Holoceno médio

O HM é um período de grande interesse climático porque a insolação de

verão no Hemisfério sul (norte) era menor (maior) que a observada no cenário moderno. Tal mudança na quantidade de insolação foi devida à ocorrência do periélio durante o equinócio austral de primavera, e não durante o solstício austral de verão, como observado atualmente (Joussaume e Braconnot, 1997) (Figura 3.4). Dado o impacto desta alteração em insolação no balanço global de energia, o HM tem sido alvo de muitos estudos (Liu *et al.*, 2003; Braconnot *et al.*, 2007a, b; Melo e Marengo, 2008; Silva Dias *et al.*, 2009; Carré *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2013).

Como o sistema de monção é regido por diferenças de temperatura entre o oceano e o continente (e.g. Zhou e Lau, 1998), perturbações no balanço global de energia irão afetar o regime de precipitação e, consequentemente, o balanço hídrico (Bartlein *et al.*, 2011). Assim, o SMAS é um importante sistema a ser investigado durante o HM, dados os possíveis impactos de variações na precipitação sobre o Oceano Atlântico sul e continente sul-americano.

Neste item serão descritos resultados obtidos para uma compilação *multiproxy* de registros paleoclimáticos que foi utilizada para descrever o clima do HM na porção leste da América do Sul e Oceano Atlântico sul adjacente. Em seguida, dada a maior quantidade de registros indicativos de precipitação e o interesse acima descrito, o cenário médio de precipitação obtido pelos dados *proxy* foi comparado à simulações numéricas de 8 diferentes modelos, para o HM.

5.2.1. Compilação *multiproxy*

As Figuras de 5.4 a 5.8 mostram os resultados da aplicação do índice Q (equação 4.2) aos registros *proxy* compilados. Nesta seção, o objetivo foi caracterizar o clima do HM a partir dos registros *proxy*. Possíveis mecanismos associados ao cenário médio encontrado serão discutidos no Capítulo 6. Símbolos maiores correspondem a dados com maior confiabilidade cronológica. Todas as informações climáticas apresentadas foram baseadas nas conclusões apresentadas por cada trabalho utilizado, e não possuem interpretação adicional.

5.2.1.1. Precipitação

A quantidade, intensidade e distribuição espacial de precipitação são fatores importantes do ponto de vista hidrológico (Bruce e Clark, 1966). A ocorrência de precipitação ao redor do globo está altamente relacionada com as condições em superfície. Sobre os oceanos, destacam-se: (i) a região tropical, com grandes volumes de precipitação (> 3.000 mm/ano) associados à TSM mais quente e à ascendência de massa pela célula de Hadley; e (ii) os subtrópicos (~30° de latitude), com taxas de evaporação equivalentes a desertos (até 2.000 mm/ano), associadas à subsidência de massa pelo braço descendente da célula de Hadley (Peixoto e Oort, 1992). Desta forma, a precipitação é importante variável integradora nos processos de interação oceano-atmosfera.

A precipitação e a umidade foram as variáveis mais abundantes nos dados paleoclimáticos por dois motivos: (i) estas variáveis são o principal tipo de informações derivadas das assembleias polínicas, e (ii) assembleias polínicas constituem o principal tipo de registro proxy encontrado na porção leste da América do Sul durante o HM (Fig. 5.4). O cenário geral para o HM corresponde ao leste da América do Sul mais seco que o HS, exceto pelo Nordeste do Brasil, que não apresentou um sinal climático claro para o HM. Cenário climático similar já foi discutido (Valdes, 2000; Cruz et al., 2009; Silva Dias et al., 2009). Valdes (2000) encontrou condições mais secas na América do Sul (exceto pelo Nordeste do Brasil) durante o verão austral (dezembro a fevereiro) do HM ao analisar resultados de modelos da primeira fase do PMIP. Cruz et al. (2009) compararam registros de precipitação de espeleotemas com velocidade vertical, geopotencial e razão isotópica de oxigênio simulados por um modelo numérico e obtiveram um padrão espacial antifásico leste-oeste dessas variáveis, na América do Sul tropical, durante o HM. Valores de razão isotópica de oxigênio podem ser interpretados como indicadores da variabilidade da precipitação porque o fracionamento isotópico depende do caminho que a água percorre da fonte ao sumidouro; quanto maior a distância, maior a perda de isótopos mais pesados (Vuille et al., 2012). Assim, os valores dessa razão podem ter diferentes interpretações dependendo da localização do registro.

No sudeste da América do Sul a razão isotópica de oxigênio está relacionada com a atividade da SMAS e a umidade derivada do Atlântico sul adjacente (e.g. Cruz Jr. et al., 2005). Silva Dias et al. (2009) examinaram dois experimentos numéricos para o HM. O primeiro considerou apenas variações nos parâmetros orbitais e apresentou resultados similares aos de Valdes (2000) e Cruz et al. (2009), ou seja, clima mais seco que o atual durante a estação chuvosa da América do Sul, no HM, exceto no nordeste do Brasil. O segundo incluiu mudanças na vegetação, e mostrou um deslocamento da ZCAS para norte e migração para sul da ZCIT durante o verão austral, no HM.

A Figura 5.5 mostra informações climáticas extraídas de registros lacustres. O nível dos lagos esteve abaixo do atual para todos os locais analisados, o que corrobora com os dados indicativos de precipitação/umidade (Fig. 5.4) e indica clima mais seco no leste da América do Sul durante o HM em relação ao HS. Os valores do índice Q (equação 4.2) são baixos, com os maiores localizados no leste amazônico.

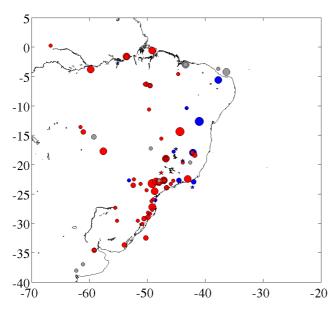


Figura 5.4. Precipitação/umidade a partir de registros proxy para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: círculos azuis, mais úmido que o presente; círculos vermelhos, mais seco que o presente; círculos cinza, similar presente; estrelas transição vermelhas, seco para úmido; estrelas azuis, transição úmido para seco. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical: latitude, e eixo horizontal: longitude.

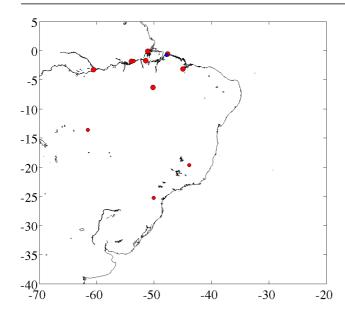


Figura 5.5. Nível de lagos a partir de registros *proxy* para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: vermelho indica nível do lago mais baixo que o presente, e azul indica nível do lago mais alto que o presente. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude.

Registros paleoclimáticos de SSM são escassos na margem continental sul americana (Fig. 5.6), devido à dificuldade na coleta de sedimentos marinhos. Todos os registros, com exceção de apenas um, apontam condições mais salinas ao longo da margem continental da América do Sul durante o HM, em relação ao HS. Os valores mais altos do índice Q são encontrados na costa adjacente ao Nordeste do Brasil e na margem continental argentina.

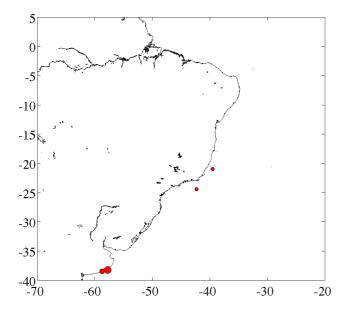


Figura 5.6. Salinidade a partir de registros proxy para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: círculos azuis, menos salino que o presente; e círculos vermelhos, mais salino que o presente. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude.

5.2.1.2. Temperatura

A Figura 5.7 mostra registros indicadores de temperatura do ar para o HM. A maioria foi coletada no Uruguai e no centro-sul do Brasil. Valores mais altos do índice Q podem ser encontrados próximo ao equador e no sul do Brasil. Os registros de paleotemperatura indicam clima mais quente no sul do Brasil e similar ao LH no norte do Nordeste do Brasil.

As dificuldades na coleta de testemunhos marinhos também afetam a quantidade de registros indicadores de TSM (Figura 5.8) para o HM na costa adjacente do leste da América do Sul. Apesar da escassez de registros de TSM, pode-se observar a TSM mais fria no HM do que durante o HS na margem continental brasileira sudeste, TSM mais quente/similar ao HS na margem continental brasileira nordeste, e TSM mais quente que durante o HS sobre a Cordilheira Meso-Atlântica. Contudo, os valores do índice Q foram baixos para esses registros.

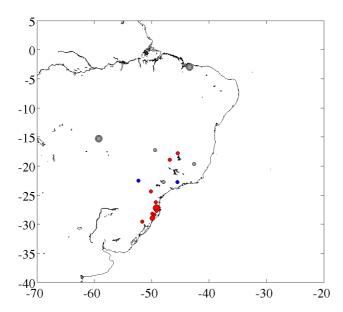


Figura 5.7. Temperatura do ar a partir de registros proxy para o HM, no leste da América do Sul. Cores dos símbolos: azul, mais frio que o presente; vermelho, mais quente que o presente; e cinza, similar ao presente. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude.

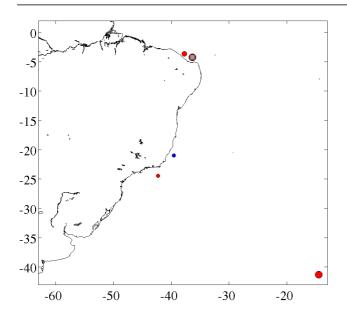


Figura 5.8. Temperatura de superfície do mar a partir de registros *proxy* para o HM, na costa leste da América do Sul. Cores dos símbolos: azul, mais frio que o presente; vermelho, mais quente que o presente; cinza, similar ao presente; e quadrados cinza, oscilação entre quente e frio. O tamanho do símbolo se refere ao índice Q (confiabilidade cronológica) dos registros; símbolos maiores indicam valores maiores de Q. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude.

5.2.2. Comparação com simulações numéricas

A grande maioria dos registros paleoclimáticos compilados referem-se à proxies para precipitação (item 5.2.1.1). Desta forma, esses dados foram comparados com o cenário médio de precipitação no leste da América do Sul durante o HM simulado por 8 diferentes modelos climáticos (descritos na Tabela 4.3).

De maneira geral, os cenários médios de precipitação durante o HM derivados dos modelos do PMIP3/CMIP5 mostraram condições mais secas que o PI em todo o leste da América do Sul, exceto em parte do Nordeste do Brasil. No entanto, diferenças em intensidade e padrões espaciais foram observadas entre os 8 modelos. A média de conjunto para anomalias anuais médias de precipitação durante o HM se ajustaram bem aos dados paleoclimáticos (Figura 5.9a), e mostraram desacordo ao sul do Nordeste (10°-15°S a 40°-45°W) e na costa do sudeste brasileiro. Os modelos analisados compuseram quatro diferentes padrões para o cenário médio de precipitação durante o HM: (1) BCC-CSM1.1, CCSM4, IPSL-CM5A-LR, e MIROC-ESM (Figuras 5.9b, c, h, e i, respectivamente) sugeriram clima mais seco que o PI no leste da América do Sul, e clima mais úmido no norte e Nordeste do Brasil; (2) CNRM-CM5 (Figura 5.9e) apresentou condições mais secas que o PI em toda a América do Sul, exceto pela área sobre o

Oceano Atlântico sul entre 10°S e 23°S, próxima à costa; (3) HadGEM2-CC e HadGEM2-ES (Figuras 5.9f e g, respectivamente) mostraram clima mais úmido que o PI no Nordeste e sul do Brasil, e clima mais seco que o PI nas outras áreas; e (4) FGOALS-s2 (Figura 5.9e) apresentou padrão espacial similar à média de conjunto (Figura 5.9a), que caracterizou clima mais seco que o PI na América do Sul, com exceção do Nordeste brasileiro.

O ciclo anual médio de precipitação na região NE (ver Figura 4.6 para localização das regiões) tem padrão similar para o HM e para o PI (Figuras 5.10a e b). A estação chuvosa teve pico em março, e a estação seca ocorreu de agosto a outubro. Contudo, diferenças de até 300 mm/mês em amplitude podem ser observadas entre os modelos analisados. Deslocamentos de fase de até dois meses em relação ao pico da estação chuvosa também ocorreram em alguns casos (BCC-CSM1.1 e HadGEM2-CC, curvas tracejadas cinza e amarela na Figura 5.10a e b, respectivamente), para ambos HM e PI. Diferenças similares ocorreram para a região SE (Figuras 5.10d e e), exceto para o tempo de ocorrência da estação chuvosa, que apresentou pico em dezembro durante o HM, e em janeiro durante o PI. A estação seca durou cerca de 3 meses tanto no HM quanto no PI, com exceção do modelo HadGEM2-ES, que apresentou estação chuvosa de 4 meses durante ambos HM e PI (de janeiro a abril). Os volumes mensais de precipitação durante a estação chuvosa apresentaram ampla faixa de valores na região NE (de 50 a 350 mm/mês), em comparação à região SE (de 120 a 250 mm/mês), tanto durante o HM quanto no PI. As diferenças entre os ciclos anuais médios de precipitação do HM e PI mostraram as maiores discrepâncias durante a estação chuvosa (Figuras 5.10c e f). O modelo HadGEM2-ES (linha tracejada vermelha) apresenta as maiores diferenças em relação à média dos modelos.

O ciclo anual de precipitação na região WA (ver Figura 4.6 para localização das regiões) (Figuras 5.10g, h e i) apresentou estação chuvosa mais longa que na região SE (de novembro a maio), nos períodos HM e PI, apesar de ambas estarem sobre influência do SMAS. Os modelos estimaram totais mensais para a estação chuvosa na região WA variando de 120 a 270 mm durante o HM, e de 140 a 280 mm durante o PI. Os totais mensais durante a estação seca variaram entre 10 a 110 mm para ambos HM e PI. O modelo HadGEM2-ES (curva tracejada vermelha) exibiu uma estação seca mais úmida e tardia durante o PI, quando

comparada a outros modelos. Isto resultou na maior discrepância negativa entre o HM e o PI, entre todos os modelos analisados (Figura 5.10i). Todos os modelos, com exceção do CNRM-CM5, apresentaram estação chuvosa do HM mais seca que durante o PI na região WA, de janeiro a abril.

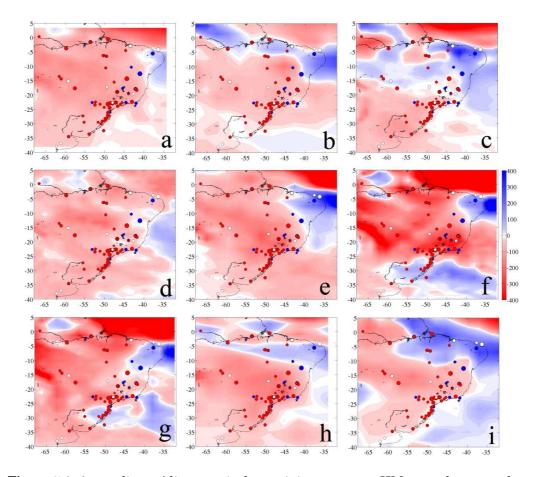


Figura 5.9. Anomalias médias anuais de precipitação para o HM, em relação a valores do PI, derivadas das saídas dos 8 modelos do PMIP3/CMIP5 (cores sombreadas), e compilação *multiproxy* para a variável precipitação no HM (símbolos em cores), no leste da América do Sul. Áreas sombreadas em vermelho (azul) correspondem a clima mais seco (mais úmido) durante o HM, quando comparado a condições do PI, com valores em milímetros por ano (mm/ano). (a) Média de conjunto, (b) BCC-CSM1.1, (c) CCSM4, (d) CNRM-CM5, (e) FGOALS-s2, (f) HadGEM2-CC, (g) HadGEM2-ES, (h) IPSL-CM5A-LR, (i) MIROC-ESM (ver Tabela 4.3 para detalhes sobre cada modelo). Círculos vermelhos (azuis) correspondem a clima do HM mais seco (mais úmido) que o PI, estrelas vermelhas (azuis) correspondem a transição climática de úmido para seco (seco para úmido) durante o HM, e círculos brancos correspondem a clima do HM similar ao PI. O tamanho dos símbolos corresponde a confiabilidade dos registros paleoclimáticos, inferida a partir de seu modelo de idades e da resolução amostral. Eixo vertical se refere a latitude, e eixo horizontal se refere a longitude, ambas em graus (°).

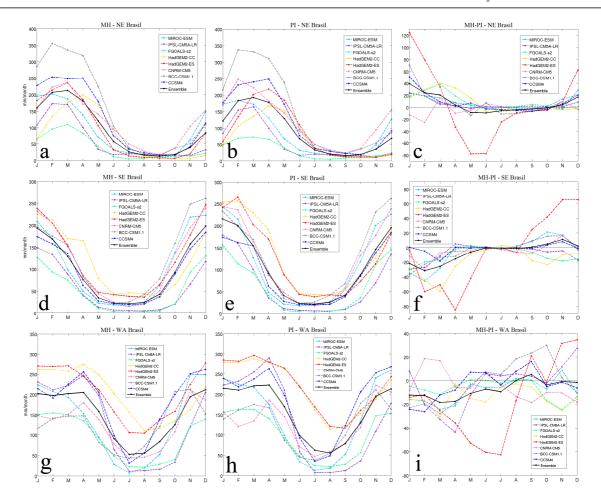


Figura 5.10. Ciclo anual médio de precipitação dado pelos modelos do PMIP3/CMIP5. Valores para o NE Brasil (3°-13°S; 33°-43°W) nos painéis (a) HM, (b) PI, e (c) diferença entre HM e PI; valores para o SE Brasil (14°-25°S; 40°-50°W) nos painéis (d) HM, (e) PI, e (f) diferença entre HM e PI; valores para o oeste da Amazônia (WA, 0°-10°S; 55°-70°W) nos painéis (g) HM, (h) PI, e (i) diferença entre HM e PI. Para localização das áreas NE, SE e WA, ver figura 5.10. A linha sólida preta indica a média de conjunto (ensemble) de todos os modelos analisados.

5.3. O modo equatorial ao longo do último milênio

O clima do UM (850 a 1850 E.C.) é aquele que mais se aproxima do clima atual, porém com menor influência antropogênica; por isso, esse é o período ideal para estudo dos impactos de variações nas forçantes climáticas naturais (Bradley, 2000). As principais forçantes do UM consistiram da atividade solar e do vulcanismo, com influência importante dos gases estufa apenas no final do período (Bauer *et al.*, 2003).

Contudo, os impactos da variabilidade das forçantes climáticas durante o UM são pouco conhecidos para o Hemisfério sul (Mann *et al.*, 2009). A reconstrução do MEA durante o UM mostrada a seguir teve como objetivo investigar o impacto da forçante vulcânica na TSM do Atlântico equatorial e possíveis efeitos no clima da América do Sul.

5.3.1. Reconstrução do MEA durante o UM

O índice para o MEA foi calculado para os experimentos numéricos UM e PI de acordo com a metodologia descrita no item 4.3.2.1, para os modelos CCSM4 e IPSL (Figura 5.11).

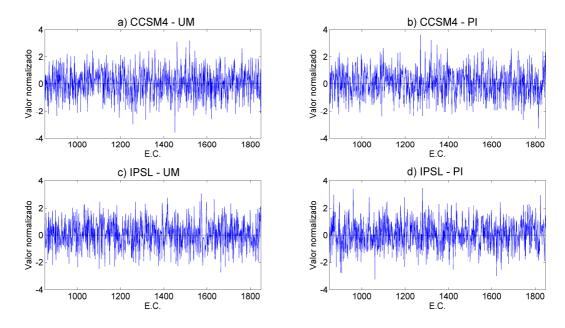


Figura 5.11. Séries temporais para o índice MEA (valores normalizados) para o UM (primeira coluna, itens a e c), e PI (segunda coluna, itens b e d). Itens a e b se referem ao modelo CCSM4, e itens c e d se referem ao modelo IPSL.

Estudos anteriores (Zebiak, 1993; Carton *et al.*, 1996; Ding *et al.*, 2010; Brandt *et al.*, 2011) encontraram um período típico de 2 a 5 anos para o MEA no clima presente. Para verificar se o período do MEA era o mesmo durante os experimentos UM e PI, dois métodos espectrais foram aplicados ao índice MEA

mostrado na Fig. 5.11: a análise de ondeletas e a análise MTM (para detalhes sobre os métodos, ver item 4.3.2.2).

Os espectros obtidos pelo método MTM são mostrados na Figura 5.12. Os picos espectrais encontrados para o UM são condizentes com os períodos típicos para o MEA no clima presente (Zebiak, 1993; Carton *et al.*, 1996; Ding *et al.*, 2010; Brandt *et al.*, 2011); também foram identificados picos de baixa frequência:

- CCSM4: período de 2 a 4 anos (99%); 2 a 6 anos (95%); 17 anos (99%)
- IPSL: período de 2 a 3 anos (99%); 2 a 5 anos (95%), 7 a 9 anos, 14 anos, e 22 anos (95%)

Para o experimento PI, as bandas espectrais são mais estreitas e há redução de potência em baixa frequência, em comparação ao experimento UM:

- CCSM4: período de 3 a 4 anos (99%); 2 a 6 anos (95%)
- IPSL: período de 2,5 anos (99%); 4 anos, 7 anos, e 22 anos (95%)

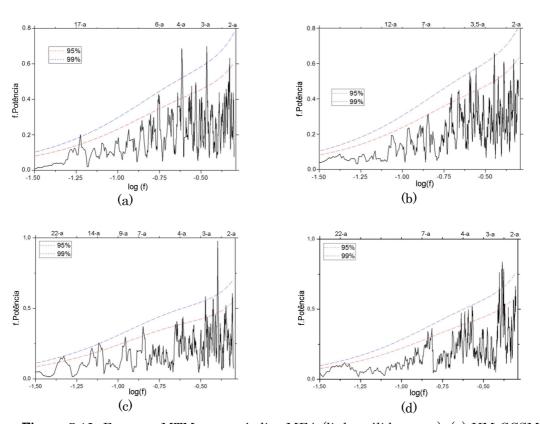


Figura 5.12. Espectro MTM para o índice MEA (linha sólida preta). (a) UM-CCSM4, (b) PI-CCSM4, (c) UM-IPSL, e (d) PI-IPSL. Linhas tracejadas se referem à significância estatística: vermelha – 95%, azul – 99%. Os números logo acima de cada gráfico apontam períodos referentes aos picos espectrais, em anos (a).

Os espectros MTM para o índice MEA referentes a ambos os experimentos, UM e PI, apresentaram o período típico do MEA para o clima presente (de 2 a 5 anos); contudo, o espectro referente ao experimento UM apresentou potência significativa em baixas frequências (em torno de 17 anos). A banda espectral relacionada ao MEA é mais larga para resultados do modelo CCSM4 do que para o modelo IPSL, mas em ambos os modelos a banda espectral relacionada ao MEA é mais larga no experimento UM do que no experimento PI. Este fato pode corresponder a índice MEA com períodos mais longos, ou de maior duração, por exemplo.

Para entender a distribuição no tempo da variabilidade obtida com os espectros de potência, usamos a analise de ondeletas. Os espectros de ondeleta do índice MEA são mostrados nas Figuras 5.13 e 5.14, juntamente com a série de aerossóis de origem vulcânica de Gao *et al.* (2008).

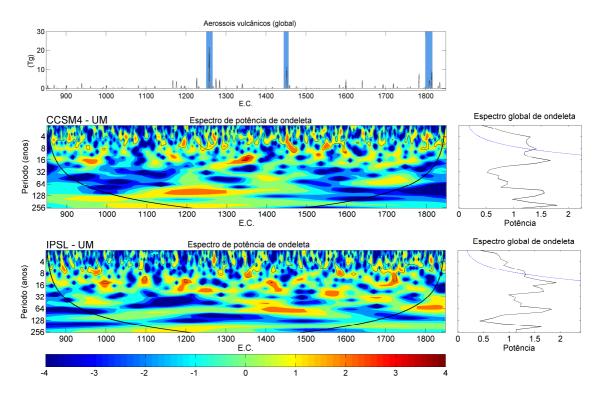


Figura 5.13. Total global de injeção de aerossóis de origem vulcânica (Tg – Gao *et al.*, 2008) com erupções mais intensas (1259, 1453, 1810 E.C.) em destaque como barras azuis (painel superior); espectro de potência de ondeleta e espectro global de ondeleta para o índice MEA, para o experimento UM: CCSM4 (painel intermediário) e IPSL (painel inferior) (linha sólida preta no espectro de potência, cone de influência como linha sólida preta e linha pontilhada azul significam p < 0,05).

Os principais eventos vulcânicos do UM (1259, 1453, e 1810 E.C., destacados como barras azuis no painel superior da Figura 5.13) foram identificados no espectro de ondeletas do índice MEA em ambos os modelos CCSM4 e IPSL, no experimento UM (Figura 5.13). Estes eventos aparecem no espectro de potência com forma de "delta de Dirac", afetando todos os períodos.

O espectro de ondeleta para o experimento PI (Figura 5.14) apresentou espalhamento mais uniforme de potência ao longo do tempo. Picos espectrais de período 2-4 anos foram detectados nos espectros globais do índice MEA, para ambos os experimentos UM e PI.

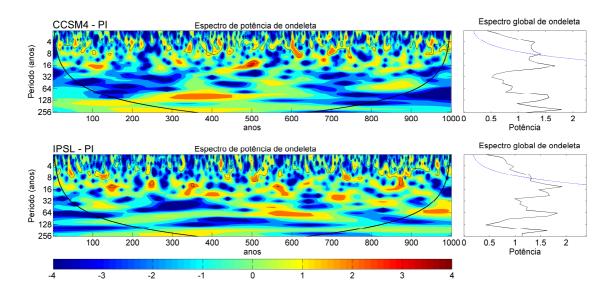


Figura 5.14. Espectro de potência de ondeleta e espectro global de ondeleta para o índice MEA, para o experimento PI: CCSM4 (painel superior) e IPSL (painel inferior) (linha sólida preta no espectro de potência, cone de influência como linha sólida preta e linha pontilhada azul significam p < 0,05).

5.3.2. Componentes do feedback de Bjerknes e análises de regressão

O estudo do Atlântico equatorial pode ser feito por meio de *feedbacks* relacionados ao acoplamento oceano-atmosfera. Apesar de possuírem características distintas, como tamanho da bacia e distribuição continental, os climas dos oceanos Atlântico e Pacífico equatoriais são muito similares no que diz respeito à variabilidade interanual (Keenlyside e Latif, 2007). Os mecanismos do

ENOS, observado no Pacífico equatorial, são equivalentes ao que se observa no Atlântico equatorial, pelo MEA.

No Pacífico, Bjerknes (1969) descreveu um processo de *feedback* positivo de acoplamento oceano atmosfera, que também pode ser aplicado para o Atlântico. Basicamente, esse *feedback* de Bjerknes consiste de três componentes: "o forçamento do vento em superfície a oeste da bacia por anomalias de TSM no leste, o forçamento de anomalias de quantidade de calor no leste da bacia por ventos em superfície a oeste, e o forçamento de anomalias de TSM no leste por anomalias de quantidade de calor também no leste da bacia" (Keenlyside e Latif, 2007).

De maneira objetiva, os componentes do *feedback* de Bjerknes podem ser identificados no Atlântico equatorial por meio de regressões entre o valor de TSM na região da língua fria (a leste do Atlântico equatorial) e a tensão de cisalhamento do vento zonal a oeste do Atlântico equatorial, e a ressurgência costeira (ou profundidade da isoterma de 20°C, *proxy* da profundidade da termoclina – e.g. Kessler, 1990; Yang e Wang, 2009) na costa da África (ver Figura 4.9 para detalhes das regiões citadas) (Keenlyside e Latif, 2007). Assim, de maneira a verificar se o índice MEA reconstitui o padrão espacial do MEA, foram calculadas regressões entre o índice MEA e as variáveis acima citadas, nos experimentos UM e PI (Figuras 5.15 e 5.16).

As Figuras 5.15 e 5.16 mostram as diferenças em magnitude (do campo de regressão) entre os resultados dos modelos CCSM4 e IPSL. Ambos os modelos reproduzem o padrão espacial de língua na regressão entre o índice MEA e TSM (Figs. 5.15a e d, 5.16a e d). Essa feição está relacionada a intensidade dos ventos de leste na porção oeste do Atlântico equatorial (Figs. 5.15b e e, 5.16b e e), e com a profundidade da isoterma de 20°C (Figs. 5.15c e f, 5.16c e f), em ambos os experimentos UM e PI. Nota-se que o padrão espacial é intensificado no experimento UM em relação ao PI.

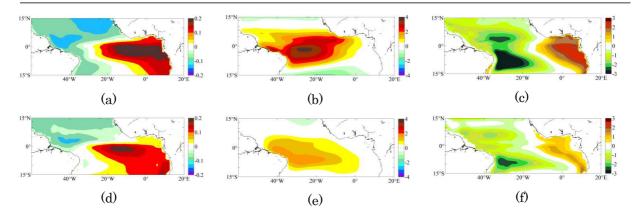


Figura 5.15. Regressão do índice MEA sobre anomalias de TSM (a e d, °C), τ_X (b e e, N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (c e f, m), para o experimento UM. Primeira linha: modelo CCSM4, segunda linha: modelo IPSL.

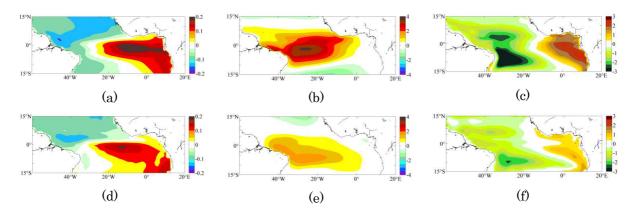


Figura 5.16. Regressão do índice MEA sobre anomalias de TSM (a e d, °C), τ_x (b e e, N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (c e f, m), para o experimento PI. Primeira linha: modelo CCSM4, segunda linha: modelo IPSL.

Os mecanismos físicos relacionados ao *feedback* de Bjerknes foram obtidos nos resultados (Figs. 5.15 e 5.16). Eles consistem da relação entre anomalias de TSM, profundidade da termoclina, e ventos em superfície. O padrão espacial de língua relacionado ao MEA no campo de TSM revelou que anomalias positivas de TSM estão positivamente correlacionadas com o enfraquecimento do cisalhamento do vento zonal no oeste da bacia equatorial, assim como a termoclina mais rasa no leste da bacia equatorial.

5.3.3. Forçante vulcânica e análise de composição

Dada a intensa atividade vulcânica em relação às outras forçantes do UM (ver Fig. 4.7), o vulcanismo foi investigado como principal forçante para esse período no Atlântico equatorial. Para isso, utilizou-se metodologia baseada em Adams *et al.* (2003) para selecionar eventos vulcânicos e determinar seu impacto nas variáveis envolvidas no *feedback* de Bjerknes na região do MEA.

Adams *et al.* (2003) analisaram a resposta do Pacífico equatorial para atividade vulcânica explosiva por meio de análise de composição da série temporal do ENSO e selecionando eventos vulcânicos a partir de reconstruções paleoclimáticas. Seus resultados mostram o dobro da probabilidade de ocorrência de condições do tipo *El Niño* no Pacífico equatorial no ano seguinte à erupção vulcânica.

Para selecionar anos de eventos vulcânicos para a construção da composição, foi estabelecido o limiar de -2,5 W/m² de impacto na radiação de onda longa em superfície para dias de céu claro na região tropical (30°N-30°S). Isto permitiu distinguir entre impactos por erupção vulcânica e ruído, e também selecionar apenas eventos vulcânicos com impacto radiativo de maior magnitude que a variação da atividade solar durante todo o UM (ver Fig. 4.8).

A resposta à forçante vulcânica na radiação de onda curta em superfície para dias de céu claro durante o UM é mostrada na Figura 5.18. Cada evento vulcânico é representado por uma diminuição na radiação de onda curta que chegou à superfície como efeito dos aerossóis injetados na atmosfera pela erupção. Os anos selecionados para a elaboração das composições estão assinalados (estrela vermelha). As principais erupções do UM estão claramente representadas (1259, 1453, 1810 E.C.). A erupção de maior impacto radiativo foi a do ano 1259 E.C., com redução de ca. 50 W/m² no modelo CCSM4, e de ca. 30 W/m² no modelo IPSL, contra ca. 3 W/m² da erupção do vulcão Pinatubo em 1991 (Sato *et al.*, 1993).

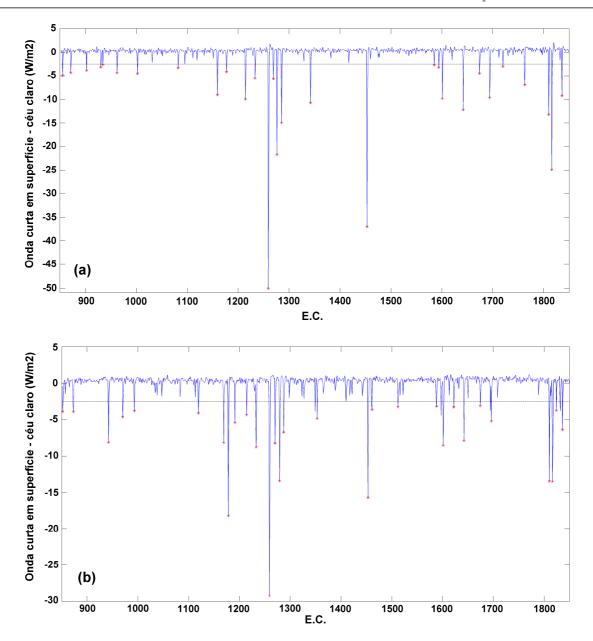


Figura 5.18. Anomalias de radiação de onda curta em superfície para dias de céu claro (W/m²) na região tropical (30°N-30°S), como resposta à atividade vulcânica ao longo do UM, dada pela série de aerossóis vulcânicos de Gao *et al.* (2008). (a) CCSM4, (b) IPSL. Estrelas vermelhas se referem a eventos vulcânicos com impacto radiativo abaixo de -2,5 W/m² (limiar indicado pela linha tracejada preta).

A partir dos anos dos eventos vulcânicos (0) foram selecionados um ano antes de cada erupção (-1), e quatro anos após (+1, +2, +3, +4). Posteriormente, foram compostos cenários médios para as mesmas variáveis analisadas no feedback de Bjerknes. A Figura 5.19 mostra a composição para o ano (-1) das variáveis TSM (°C), τ_x (N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (m). O padrão climatológico do MEA (ver Fig. 4.9) é reproduzido para o ano anterior à erupção

vulcânica, por ambos os modelos: língua de TSM fria, ventos de leste mais intensos na porção leste da bacia oceânica equatorial, favorecendo a ressurgência na costa africana, representada por termoclina mais profunda.

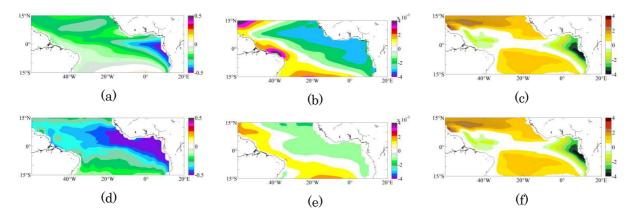


Figura 5.19. Composição para o ano anterior à erupção vulcânica (ano -1). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f) anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

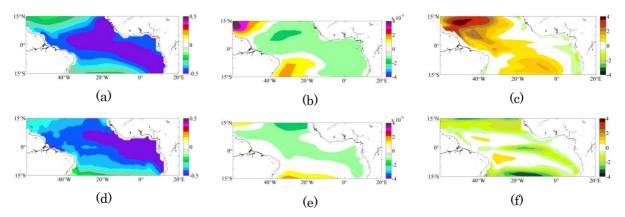


Figura 5.20. Composição para o ano da erupção vulcânica (ano 0). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

A Figura 5.20 mostra composição para o ano (0) das variáveis TSM (°C), τ_x (N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (m). Ambos os modelos CCSM4 e IPSL reproduziram um resfriamento no campo de TSM em relação à média do período UM – dirigido por injeção de aerossóis de origem vulcânica na atmosfera

– em sincronia com um aumento nos ventos de leste no Atlântico equatorial oeste, e aprofundamento da termoclina na costa da África; contudo, a profundidade da termoclina no ano da erupção é menor do que no ano anterior, o que pode ser um indicativo de que o intenso resfriamento na região equatorial seja causado puramente pelo efeito radiativo dos aerossóis de origem vulcânica. Estes resultados representam condições do tipo *Niña* no MEA durante o ano da erupção vulcânica.

Um ano após a erupção vulcânica (ano +1, Figura 5.21) ainda é possível observar águas mais frias no Atlântico equatorial em relação à média do período UM. No entanto, o modelo CCSM4 mostra transição para condições do tipo *Niño*, com águas menos frias que no ano anterior, alísios mais fracos no oeste da bacia e termoclina mais rasa no leste da bacia. O modelo IPSL não reproduziu as mesmas condições que o modelo CCSM4, mas manteve condições do tipo *Niña*.

Devido à menor resolução espacial do modelo IPSL, o aquecimento no ano (+1) foi possivelmente mascarado pelo intenso resfriamento radiativo resultado do efeito na atmosfera dos aerossóis de origem vulcânica.

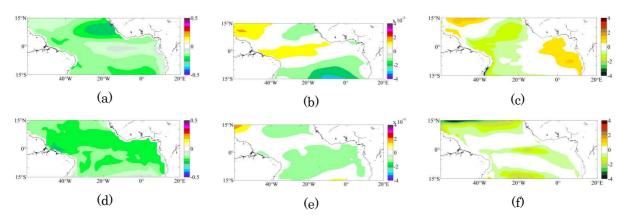


Figura 5.21. Composição para um ano posterior à erupção vulcânica (ano +1). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

Nas composições para o modelo CCSM4, os efeitos do vulcanismo no Atlântico equatorial parecem prevalecer até o final do terceiro ano após a erupção (para Figuras referentes aos anos (+2) e (+3), ver Figs. Anexo B). No quarto ano

após a erupção (ano +4, Figura 5.22), TSM mais quentes são observadas, caracterizando condições do tipo *Niño* nas composições para o modelo CCSM4. As composições para o modelo IPSL mostram enfraquecimento das condições do tipo *Niña*.

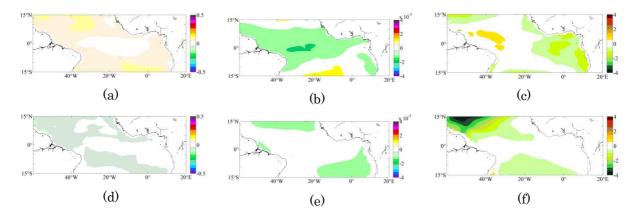


Figura 5.22. Composição para quatro anos posteriores à erupção vulcânica (ano +4). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

Capítulo 6

Discussão

6.1. A precipitação na América do Sul ao longo do Holoceno e o modo do tipo DSAS

Dados obtidos de um registro de espeleotema do centro-leste do Brasil permitem a associação de condições mais úmidas durante os eventos frios do Hemisfério norte de 8,6-8,0 mil anos A.P. e 4,8-4,5 mil anos A.P. (Stríkis et al., 2011). Outro registro de espeleotema, este no Nordeste (NE) do Brasil (Novello et al., 2012), indica condições mais úmidas em 2,8 mil anos A.P. Por outro lado, dados de espeleotemas em diferentes latitudes no Sudeste (SE) e Sul do Brasil (Cruz Jr. et al., 2006) não confirmam os eventos frios do Hemisfério norte. De fato, o que se observa são condições opostas para o YD (mais secas no sudeste e condições mais úmidas no sul do Brasil) - o que concorda com o índice DSAS_{PROXY}. Em outras palavras, o índice DSAS reconstruído, baseado na TSM do Atlântico Sul parece reproduzir com confiabilidade as variações na precipitação da América do Sul durante o Holoceno. Portanto, é possível derivar uma relação entre a TSM do oceano Atlântico Sul e a precipitação da América do Sul durante o Holoceno usando os resultados da simulação numérica paleoclimática transiente, uma vez que o índice DSAS_{REC} confirmou a variabilidade da reconstrução obtida com o índice DSASproxy.

A relação entre o modo do tipo DSAS e a precipitação na América do Sul no clima presente foi investigada por meio de regressões entre a precipitação continental e a TSM do Atlântico sul. Foram selecionados os pontos NE (8°S-50°W) e SE (30°S-55°W, com base no padrão espacial dos dois primeiros modos de variabilidade de precipitação na América do Sul para o presente (Figura 6.1), a partir dos dados do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC, Schneider *et*

al., 2014). As séries temporais de anomalia de precipitação extraídas nos pontos NE e SE foram regredidas com a anomalia de TSM do Atlântico sul para o clima presente (Figura 6.2). Pode se observar que o resultado para a regressão da precipitação na região NE com a TSM do Atlântico sul indica a forte influência do modo do tipo DSAS.

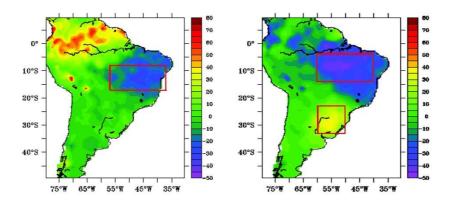


Figura 6.1. Dois primeiros modos FOE de precipitação a partir do conjunto de dados Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Schneider et al., 2014), no período de 1901 a 2010. O primeiro modo (painel da esquerda) é dado por precipitação associada à variabilidade da ZCIT (11% variância explicada), o segundo modo (painel da direita) é impactado pela distribuição de TSM do Atlântico sul (10% da variância explicada). As regiões marcadas com retângulos vermelhos foram utilizadas para formular as séries de tempo usadas nas regressões com a TSM do Atlântico sul (Figura 6.2) e na comparação com o índice tipo DSAS para o Holoceno (Figura 6.3). Maiores detalhes disponíveis no texto.

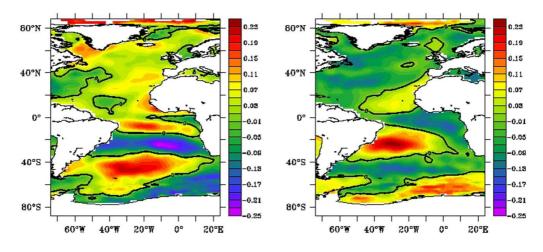


Figura 6.2. Regressão da precipitação da América do Sul com as anomalias de TSM do oceano Atlântico sul obtidas a partir do conjunto de dados NOAA-ERSST (Smith *et al.*, 2008) na área NE (painel à esquerda), e SE (painel à direita).

Posteriormente, séries de anomalias de precipitação foram calculadas, a partir do experimento transiente para o Holoceno (últimos 12.000 anos), para as regiões NE e SE, e foram relacionadas com o índice DSAS_{REC} (Figura 6.3).

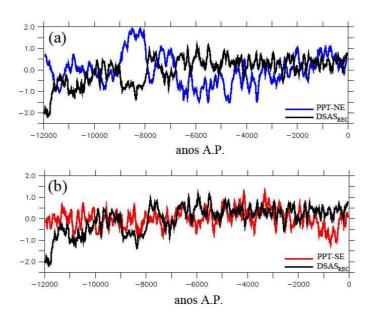


Figura 6.3. Relação entre a precipitação no NE e SE do Brasil com o índice do tipo DSAS. DSAS_{REC} (linha preta) e anomalias normalizadas de precipitação derivada de modelo para os últimos 12.000 anos no (a) Nordeste do Brasil (PPT-NE, linha azul), e (b) Sudeste do Brasil (PPT-SE, linha vermelha) (para detalhes sobre as regiões, ver item 6.1 no texto).

A precipitação na região NE e o índice $DSAS_{REC}$ tem uma relação fora de fase, como pode ser observado na Fig. 6.3a. Esta relação fora de fase mostra que, para os últimos 12.000 anos, condições mais úmidas (secas) no NE estiveram relacionadas com fases negativas (positivas) do índice $DSAS_{REC}$.

Na região SE, a precipitação e o índice DSAS_{REC} estão em fase em grande parte do período analisado (Fig. 6.3b). No entanto, especula-se que alguns períodos de inconsistência entre a precipitação no SE e o índice DSAS_{REC} podem estar relacionados à influência do ENOS no regime de precipitação sobre o SE e Sul do Brasil.

Os padrões de circulação envolvidos nesse mecanismo estão resumidos na Figura 6.4. Foi calculada a diferença das composições para os campos de TSM, tensão de cisalhamento do vento em superfície oceânica e precipitação

continental, por meio de médias para os anos onde o índice DSAS_{AVG} estava acima de 1,5 desvios padrão, e abaixo de -2,0 desvios padrão. O padrão emergente de TSM corresponde ao modo do tipo DSAS em fase negativa, acompanhado de um dipolo em precipitação na América do Sul.

O dipolo de precipitação apresenta condições mais úmidas para o norte da América do Sul e mais secas ao sul. A diferença das composições para a circulação da tensão de cisalhamento (vetores na Fig. 6.4) enfatiza o papel do Atlântico sul no fornecimento de umidade para a região NE durante o Holoceno.

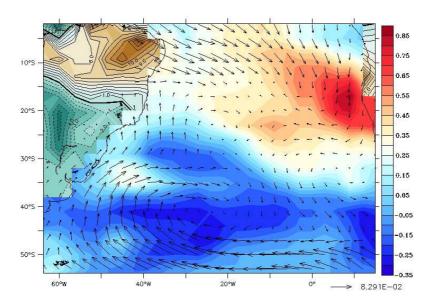


Figura 6.4. Diferença entre composições para as fases positiva e negativa do índice DSAS_{AVG}. TSM – cores sobre o oceano (°C); tensão de cisalhamento do vento – setas (10⁻⁵N/cm³); e precipitação continental – cores sobre o continente, com valores positivos e negativos superpostos, em linhas pretas (mm/dia).

6.2. O clima na América do Sul durante o Holoceno médio

6.2.1. O clima a partir dos registros paleoclimáticos

As evidências mostradas no Capítulo 5 indicam um cenário diferente do atual para a precipitação do HM no leste da América do Sul. De maneira geral, os registros sugerem clima mais seco que o presente durante o HM no leste da

América do Sul, exceto pelo Nordeste do Brasil (Figs. 5.4 e 5.5). Este padrão se estende de 45° a 60°W, e de 0° a 35°S. Observa-se clima mais úmido que HS na costa dos estados de São Paulo (ca. 23°S, 43°W; Nagai *et al.*, 2009) e no estado de Minas Gerais (ca. 18°S, 43°W, e.g. Cassino, 2011).

Condições climáticas mais secas durante o HM comparadas ao HS são explicadas pela substituição de florestas úmidas por arbustos e pastagens em algumas regiões, como sugerido pela análise de pólen (e.g. Behling e Safford, 2010 e outros na Fig. 5.4). O clima mais seco durante o HM também é apontado por indicadores de nível de lagos (Fig. 5.5).

O gradiente de temperatura entre o continente e o oceano é o maior condutor da circulação da SMAS (e.g. Vera et al., 2006). Valores mais baixos de insolação de verão no Hemisfério sul durante o HM, em relação ao HS, induziram um contraste térmico terra-mar menos efetivo (Figs. 5.7 e 5.8). Menor quantidade de energia disponível na superfície enfraqueceu o movimento ascendente, o que diminuiu a formação de nuvens de chuva e contribuiu para condições climáticas mais secas quando comparadas com o HS na região da SMAS. A liberação de calor latente por tais nuvens é responsável pelo estabelecimento da AB, que está ligada ao Cavado do Nordeste (e.g. Marengo et al., 2012). Consequentemente, a circulação atmosférica de altos níveis também foi enfraquecida, e a subsidência sobre o Nordeste do Brasil esteve abaixo da média moderna, permitindo excursões anômalas da ZCIT a sul do equador e aumento de precipitação nessa região.

Registros *proxy* costeiros indicam condições mais úmidas/similares ao HS (Fig. 5.4) (e.g. Nagai *et al.*, 2009). Características locais de circulação, como a brisa ar-mar e ventos associados com a posição e intensidade da alta subtropical do Atlântico sul, podem ser relacionadas às áreas costeiras que estiveram mais úmidas durante o HM, quando comparadas ao HS. A brisa ar-mar também pode ter aumentado o nível do mar localmente durante o HM (e.g. Angulo *et al.*, 2006). Apesar de haver poucos registros no Nordeste do Brasil, estes possuem alto valor do índice Q (Cruz *et al.*, 2009; Barreto, 2010).

Registros indicadores de temperatura do ar com altos valores de Q apontam clima mais quente durante o HM, quando comparado ao HS, no sul do

Brasil, um sinal misto no sudeste do Brasil, e temperaturas do ar similares ao HS no Nordeste do Brasil e a oeste de 60°W (Fig. 5.7). Dados *proxy* para TSM são escassos e possuem valores intermediários de Q, quando comparados a registros continentais (Fig. 5.8), o que dificulta o estabelecimento de um cenário claro para o HM.

Em comparação ao clima moderno, a presente compilação indica déficit no balanço hídrico no leste da América do Sul: diminuição de precipitação e aumento de evaporação (menor nebulosidade), nível dos lagos abaixo dos níveis modernos, e temperatura do ar próximo à superfície acima de valores modernos. Temperaturas mais altas poderiam estar relacionadas a menor cobertura vegetal e/ou aumento no albedo de superfície. Registros oceânicos indicam águas mais salinas para o HM em relação ao HS na costa adjacente ao leste da América do Sul, principalmente próximo a foz de rios como o Rio da Prata (35°S, 57°W) no norte da Argentina, e o Rio Doce (20°S, 43°W) no sudeste do Brasil (Fig. 5.6). Próximo à costa, águas mais salinas estão normalmente associadas a aumento de evaporação e/ou redução na vazão de rios. Estes fatores também podem estar relacionados a clima mais seco, o que justificaria os dados *proxy* para nível de lagos, precipitação/umidade, e temperatura do ar (Valdes, 2000; Cruz *et al.*, 2009; Silva Dias *et al.*, 2009).

A CB transporta águas quentes em direção ao sul, enquanto a CM transporta águas frias em direção ao norte, e ambas se localizam no Atlântico sul, na costa adjacente à América do Sul (Goni *et al.,* 1996). Consequentemente, o cenário climático mais seco identificado pelos registros *proxy* para o HM poderia indicar um deslocamento em direção ao equador da confluência Brasil-Malvinas, ou uma diminuição no gradiente meridional de TSM no Atlântico sudoeste. Com a diminuição da insolação de verão no Hemisfério sul durante o HM, o Oceano Atlântico sul recebeu menos energia, o que esteve relacionado a valores mais baixos de TSM.

A metodologia aqui apresentada apontou os registros de espeleotema como os dados paleoclimáticos com maiores valores de índice Q. No entanto, como δ^{18} O provenientes da análise dos espeleotemas nem sempre refletem a quantidade de precipitação, compilações *multiproxy* são necessárias para reconstruir climas

passados com maior clareza. Finalmente, a precipitação foi identificada como o parâmetro climático com o cenário mais robusto no leste da América do Sul, principalmente devido à grande quantidade e diversidade de proxies e registros paleoclimáticos relacionados a essa variável.

6.2.2. A precipitação na América do Sul durante o Holoceno médio dada por registros paleoclimáticos e modelos numéricos

Em geral, os resultados de todos os modelos do CMIP5/PMIP3 analisados concordaram com a compilação *multiproxy* discutida acima para o HM na porção leste da América do Sul. O cenário médio dado pelos resultados dos modelos e registros proxy mostrou clima mais seco que o PI durante o HM em toda a América do Sul, com exceção do Nordeste do Brasil, que apresentou condições mais úmidas que o PI. Esses resultados estão em acordo com os obtidos por Cruz et al. (2009). Os campos de precipitação derivados dos resultados dos modelos são consistentes com os registros *proxy* que apresentaram maior confiabilidade (i.e. registros de espeleotemas) situados principalmente no sudeste do Brasil (Wang *et* al., 2006; Cruz et al, 2007; Stríkis et al., 2011). Apesar de haver acordo entre os resultados das simulações e os registros proxy, diferenças regionais foram detectadas. Registros que mostram clima mais úmido durante o HM em comparação ao PI na costa do sudeste brasileiro podem estar relacionados a processos regionais de circulação que não foram reproduzidos pelos modelos globais analisados. Dois outros registros não estão coerentes com as saídas dos modelos, especificamente em 10°S, 43°W (De Oliveira et al., 1999), e 13°S, 42°W (Barreto, 2010), onde os dados paleoclimáticos sugeriram clima do HM mais úmido enquanto a média de conjunto de resultados de simulações apontou o contrário (Figura 5.9a). Isso pode estar relacionado com a variabilidade espacial da ZCAS, pois esses dois registros encontram-se em região de transição da área de ação do SMAS.

A influência de menor quantidade de insolação de verão no Hemisfério sul durante o HM teve maior influência em áreas sob o regime do SMAS (SE e WA), apesar de a ZCIT se mostrar deslocada para o sul neste período, em todos os

modelos. Ao considerar a ZCAS como o principal componente do SMAS, ela provavelmente foi mais afetada pela variabilidade sazonal da insolação do que a ZCIT, que controla a estação úmida na região equatorial.

Certamente, o evento Bond número 4 em 5.500 anos A.P. (Bond *et al.*, 2001) pode ter influenciado o clima do HM. Contudo, o intervalo de tempo considerado neste estudo (2.000 anos, de 7.000 a 5.000 anos A.P.) é muito amplo para detectar eventos curtos como o Bond 4 (300 anos). Desta forma, esse evento não teria influencia nos resultados apresentados.

A Figura 6.5 apresenta as condições climáticas médias para o HM na porção leste da América do Sul, baseadas nos resultados apresentados no Capitulo 5.

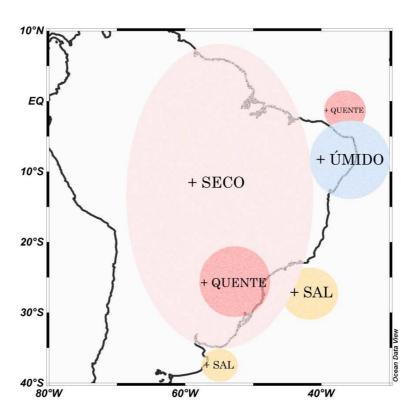


Figura 6.5. Síntese do clima do HM na porção leste da América do Sul, em comparação ao clima pré-industrial.

6.3. O clima na América do Sul durante o último milênio

A análise das composições para o UM mostrada no Capítulo 5 indicou condições do tipo *Niña* no Atlântico equatorial durante os anos de eventos vulcânicos, que prevaleceram até o terceiro ano após a erupção, e condições do tipo *Niño* quatro anos depois. Condições do tipo *Niña* (*Niño*) no Atlântico equatorial são dadas por TSM mais fria (mais quente), vento de leste fortalecido (enfraquecido) na porção oeste da bacia equatorial, e aumento (diminuição) da ressurgência costeira na porção leste da bacia.

A relação entre o MEA, e a precipitação sobre América do Sul e Oceano Atlântico adjacente pode ser medida por meio de regressão entre esses dois componentes (relação MEA x precipitação). A figura 6.6 mostra a regressão entre o índice do tipo MEA e anomalias de precipitação na região acima citada, calculada para os resultados dos modelos CCSM4 e IPSL, no período do UM. Nota-se que a regressão entre o índice do tipo MEA e anomalias de precipitação é maior para o experimento controle, do que para o experimento transiente do UM, apesar de isto ser mais evidente para o modelo CCSM4 (Figs. 6.6a e b), do que para o modelo IPSL (Figs. 6.6c e d). Essa diferença entre os valores de regressão para os experimentos controle e UM sugere que as forçantes incluídas no experimento UM alteraram a relação entre o MEA e a precipitação, em comparação ao experimento não-forçado (controle).

A relação de fase entre o MEA e a precipitação sobre América do Sul e Oceano Atlântico adjacente não muda entre o experimento forçado (UM) e o não-forçado (controle) (Figura 6.6). Valores positivos (negativos) de regressão entre o índice do tipo MEA e anomalias de precipitação apontam para aumento (diminuição) de precipitação no Nordeste do Brasil (oeste da Amazônia e Sul do Brasil) e Atlântico tropical sul (norte) para fase positiva do MEA.

Dada a importância da forçante vulcânica ao longo do UM (ver item 3.1.3), foram estipulados intervalos temporais para esse período, com base na intensidade relativa da resposta radiativa à atividade vulcânica. Esses intervalos foram estabelecidos para ambos os modelos CCSM4 e IPSL, de acordo com o impacto radiativo da série de aerossóis derivados de erupções vulcânicas de Gao

et al. (2008) na componente de onda curta que chega em superfície, em dias de céu claro, na região tropical (30°N-30°S) (Figura 6.7):

- 850 a 1.100 E.C. atividade vulcânica "fraca" (impacto radiativo máximo de -5 e -8 W/m², para os modelos CCSM4 e IPSL, respectivamente);
- 1.100 a 1.500 E.C. atividade vulcânica "explosiva". Neste intervalo ocorreram as erupções vulcânicas mais intensas do UM, como a de *Samalas* (Indonésia), em 1257/8 E.C. (Lavigne *et al.*, 2013), e a de *Kuwae* (Vanuatu), em 1452/3 (Briffa *et al.*, 1998). Impacto radiativo máximo de -50 e -30 W/m², para os modelos CCSM4 e IPSL, respectivamente;
- 1.500 a 1.850 E.C. atividade vulcânica "moderada" (impacto radiativo máximo de -25 e -15 W/m², para os modelos CCSM4 e IPSL, respectivamente); neste intervalo ocorreu a erupção do vulcão *Tambora* (Indonésia), em 1815/6 E.C. (Stothers, 1984).

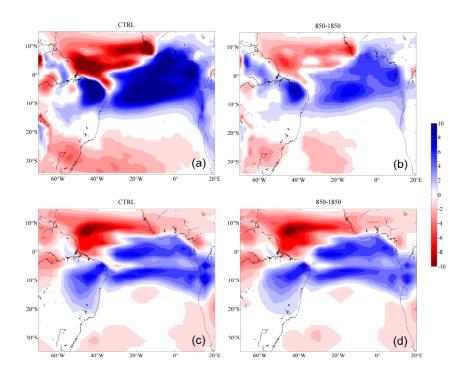


Figura 6.6. Regressões (mm⁻¹/ano) do índice do tipo MEA com anomalias de precipitação. Resultados para os modelos CCSM4 (primeira linha), e IPSL (segunda linha), onde (a) e (c) se referem ao experimento controle; (b) e (d) se referem ao experimento transiente para o UM (p<0,05).

Desta forma, a partir dos intervalos definidos acima, foram calculadas regressões entre o índice do tipo MEA e anomalias de precipitação na América do Sul e Oceano Atlântico adjacente (Figura 6.8). Os resultados provenientes dos dois modelos analisados apresentaram comportamento semelhante: a relação de fase entre o índice do tipo MEA e as anomalias de precipitação se manteve, porém variou em intensidade. Durante o período 850-1.100 E.C. (Fig. 6.8a e d), os valores de regressão foram similares aos do experimento controle (Fig. 6.6a e c), apontando para pouco impacto do vulcanismo na relação MEA x precipitação nesse período.

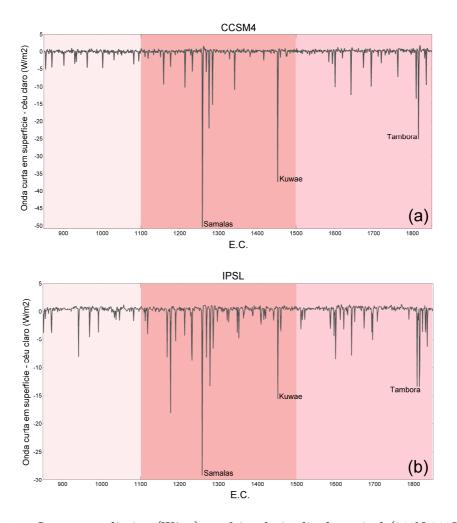


Figura 6.7. Impacto radiativo (W/m²) na faixa latitudinal tropical (30°N-30°S) das erupções vulcânicas durante o UM. (a) CCSM4; e (b) IPSL. Note que as escalas no eixo vertical são diferentes. Os períodos em cores indicam intensidade da atividade vulcânica: 850-1100 E.C., atividade vulcânica fraca; 1100-1500 E.C., atividade vulcânica explosiva; e 1500-1850 E.C., atividade vulcânica moderada. As erupções assinaladas correspondem a: Samalas (1258/9), Kuwae (1452/3), e Tambora (1815/6).

Durante o período de vulcanismo explosivo intenso (1.100-1.500 E.C., Fig. 6.8b e e), observa-se diminuição nos valores de regressão, em comparação ao período anterior (Fig. 6.8a e d), ao período total do UM (Fig. 6.6b e d), e também ao experimento controle (Fig. 6.6a e c). Ou seja, o intenso resfriamento radiativo na região tropical induzido pelo vulcanismo (ver Fig. 5.20) enfraqueceu a relação MEA x precipitação durante esse período.

Contudo, a atividade vulcânica "moderada" observada no período 1.500-1.850 E.C. mostrou efeito contrário à atividade explosiva (Fig. 6.8c e f), com condição semelhante à ocorrida para o experimento controle (Fig. 6.6a e c). Ou seja, a relação MEA x precipitação foi intensificada durante esse intervalo. Sugere-se, portanto, que erupções vulcânicas explosivas e pontuais diminuem o impacto do MEA na precipitação da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente, enquanto que atividade vulcânica "moderada", porém mais frequente, intensifique o impacto do MEA na precipitação da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente.

Estes resultados sugerem diminuição (aumento) da precipitação na Amazônia e Nordeste (Sul) do Brasil, relacionada à fase positiva do MEA – ou seja, condições do tipo *Niño*, no Atlântico equatorial – durante períodos de erupção vulcânica explosiva, dado o impacto do resfriamento radiativo da superfície.

De fato, Zielinski (2000) aponta o resfriamento da superfície como principal impacto imediato da atividade vulcânica no clima (outros impactos são descritos por Robock (2000) — ver Tabela I.1 do Apêndice I). Isso porque os aerossóis formados a partir da erupção são transportados até a estratosfera pela circulação atmosférica, onde permanecem por até 4 anos (Zielinski, 2000). A radiação solar é então refletida e/ou absorvida pelos aerossóis estratosféricos e provocam aquecimento da estratosfera e resfriamento da troposfera. A circulação atmosférica espalha os aerossóis nos dois hemisférios terrestres, o que está relacionado com a localização da ZCIT. Registros sedimentares da Bacia Cariaco, na Venezuela (Haug et al., 2001) mostram condições mais secas (úmidas) que o presente durante a PIG (ACM) relacionadas com posicionamento mais ao sul (norte) da ZCIT.

No Pacífico equatorial, registros paleoclimáticos e de modelagem numérica mostram resfriamento superficial durante o ano da erupção, e tendência de ocorrência de um evento *El Niño* no ano seguinte à erupção (Adams *et al.*, 2003; Mann *et al.*, 2005), o que corrobora em parte com os resultados apresentados no Capítulo 5. Isso porque enquanto no Pacífico a tendência de *El Niño* é observada no ano seguinte à erupção vulcânica, no Atlântico essa tendência é observada apenas no quarto ano após a erupção vulcânica (Fig. 5.22). Este resultado pode estar relacionado a fatores como o tamanho da bacia, e.g.

Simulações numéricas de Iles e Hegerl (2014) sugerem redução global de precipitação após erupções vulcânicas, com maior diminuição em regiões tropicais úmidas e áreas de monção. Os autores também relacionam o deslocamento da ZCIT para o hemisfério de maior concentração de aerossóis, sendo que a resposta climática sobre o oceano tem maior inércia do que sobre o continente. Para erupções vulcânicas ocorridas durante o UM, o estudo numérico de Iles *et al.* (2013) também sugere redução significativa da precipitação média global por até três anos após a erupção.

Para o evento recente de erupção do vulcão Pinatubo (1991), Trenberth e Dai (2007) observaram redução considerável na precipitação continental e diminuição na vazão de rios no oceano na Amazônia e norte do nordeste, e aumento da precipitação e vazão de rios no Sul, Sudeste, sul do Nordeste e Centro-oeste do Brasil, de outubro de 1991 a setembro de 1992, o que corresponderia aos efeitos do vulcanismo na precipitação da América do Sul para condições *Niño* no Atlântico encontradas no presente trabalho. Isso sugere que os efeitos do vulcanismo na relação MEA x precipitação durante o UM (Fig. 6.8) reproduzem o impacto geral de erupções vulcânicas na precipitação da América do Sul observado no clima presente.

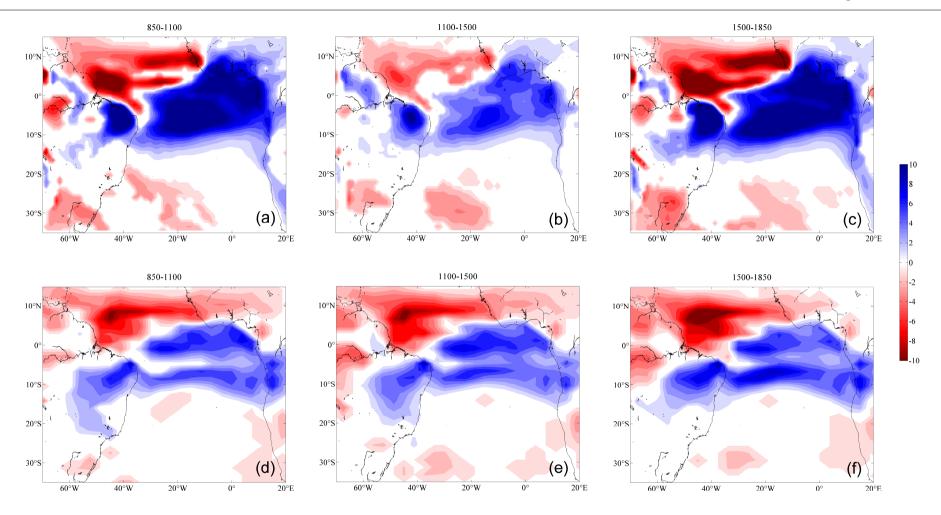


Figura 6.8. Regressões (mm⁻¹/ano) do índice do tipo MEA com anomalias de precipitação, calculadas a partir do experimento transiente para o UM. Resultados para os modelos CCSM4 (primeira linha), e IPSL (segunda linha), onde (a) e (d) se referem ao período 850 a 1.100 E.C.; (b) e (e) se referem ao período 1.100 a 1.500 E.C.; (c) e (f) se referem ao período 1.500 a 1.850 E.C. (p<0,05).

Capítulo 7

Conclusões e considerações finais

O objetivo da presente tese foi investigar mecanismos de interação oceanoatmosfera e impactos sobre a precipitação da América do Sul de 12.000 anos atrás até o pré-industrial. Durante esse período, a forçante antropogênica não era significativa em relação ao clima presente. Modos de variabilidade climática e cenários médios foram reconstruídos ao longo do Holoceno, por meio de registros paleoclimáticos e resultados de simulações numéricas.

Na escala de tempo milenar-centenária, a reconstrução da variabilidade do Atlântico subtropical por meio de registros paleoclimáticos e resultados de simulação numérica transiente confirmou alguns períodos de rápido resfriamento observados no Hemisfério norte (e.g. YD, 9-8 mil anos cal. A.P., PIG). Estes eventos de rápido resfriamento registrados no Hemisfério norte, cuja ocorrência no Hemisfério sul ainda é discutida, estiveram relacionados com pulsos de degelo e alterações na circulação oceânica durante o HI, e com as forçantes solar e vulcânica, no HS.

No Atlântico sul, a variabilidade do clima do Holoceno foi examinada pela relação entre o dipolo de temperatura do Atlântico subtropical e a precipitação sobre o continente sul-americano. Tal relação se mostrou ativa durante todo o Holoceno, e fora-de-fase com a precipitação no Nordeste do Brasil. No Sudeste do Brasil, a relação entre a variabilidade do Atlântico subtropical e a precipitação não foi linear ao longo do Holoceno, o que aponta para uma interação entre diferentes modos de variabilidade nessa região (e.g. influência do ENOS). Destacou-se a importância do Atlântico subtropical para a precipitação da América do Sul nos últimos 12.000 anos.

Para o cenário médio do HM, a forçante orbital mostrou-se decisiva para definir o clima da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente. A menor quantidade de insolação de verão recebida durante o período foi a responsável

pelo déficit hídrico no leste da América do Sul (exceto no Nordeste do Brasil), caracterizado por clima seco e águas mais salinas, próximo à costa — tanto em registros paleoclimáticos quanto em resultados de modelos numéricos.

Algumas regiões não tiveram cenário bem estabelecido, principalmente devido à escassez de registros paleoclimáticos. No Nordeste do Brasil, os poucos registros existentes estiveram em desacordo com os resultados de simulações de alguns modelos analisados, o que reflete a alta variabilidade e sensibilidade climática dessa região. Sobre o Atlântico sul, a escassez de registros deve-se à dificuldade na coleta de testemunhos marinhos, em relação a registros continentais. A compilação de dados *multiproxy* apresentada preenche uma lacuna importante em estudos paleoclimáticos da América do Sul. Contudo, a escassez de registros em algumas regiões, e também a pouca diversidade de *proxies* analisados ainda são considerados os principais limitantes para os estudos paleoclimáticos na América do Sul e Oceano Atlântico sul.

A reconstrução da variabilidade do Atlântico equatorial durante o UM confirmou a importância da forçante vulcânica sobre o clima desse período também para a América do Sul e Atlântico adjacente. O impacto do vulcanismo sobre a variabilidade climática já havia sido observado no Oceano Pacífico, de maneira similar à encontrada neste estudo, para o Atlântico. Os aerossóis injetados na atmosfera após erupções explosivas geram tanto efeitos imediatos, como o resfriamento do Atlântico tropical, assim como a longo prazo, como condições de *Niño* do Atlântico estabelecidas quatro anos após a erupção.

Ainda, a magnitude do resfriamento radiativo da superfície induzido pelo vulcanismo explosivo observado durante o UM é tamanha a ponto de enfraquecer os mecanismos termodinâmicos de interação ar-mar observados na região tropical. Como consequência, a precipitação dos trópicos e de áreas de monção é enfraquecida no ano seguinte a uma erupção explosiva.

Esse estudo mostrou que no período de 12.000 anos atrás até o préindustrial, onde a forçante antropogênica não era significativa, as forçantes naturais tiveram impacto no clima da América do Sul e Oceano Atlântico adjacente em diversas escalas de tempo, desde a baixa (milenar) até a alta frequência (multidecadal). Ainda, considerando os resultados aqui apresentados, a importância da variabilidade do Atlântico sul no clima da América do Sul é expressiva.

Contudo, alguns aspectos dessa relação ainda devem ser explorados, como os impactos do vulcanismo no UM sobre o Atlântico subtropical, e também a resposta do Atlântico tropical aos eventos frios do Hemisfério norte ao longo do Holoceno. Além disso, os processos de sub-superfície durante esses períodos também devem ser investigados.

Finalmente, este estudo mostrou que o sistema Terra possui variabilidade intrínseca, que deve ser levada em conta nos cenários atuais de mudanças climáticas. Ao ser perturbado, o clima da Terra irá apresentar uma resposta, e o estudo de climas do passado é determinante na estimativa desta resposta para perturbações futuras. Portanto, os estudos paleoclimáticos devem, sempre que possível, ter caráter comparativo entre dados e simulações numéricas, de maneira a explicar os mecanismos das mudanças climáticas arquivadas nos registros *proxy* ao longo de milhares de anos.

Anexo A

Tabela A. Localização e referências dos registros paleoclimáticos usados nesse estudo¹. Abreviações: Local: Lk = lago, Cv = caverna, Rv = rio; Tipo de proxy: IF = Fracionamento isotópico, PC = Físico-químico, BI = biológico. Números entre parênteses na coluna "Local", nos registros 72, 77, 90, 95, 112 e 113, se referem ao número total de amostras coletas no local indicado. Mais detalhes sobre os tipos de proxy podem ser encontrados na Tabela 4.2.

No	Local	Tipo de	Referencia	Lat.	Lon.
		proxy		(°)	(°)
1	Salitre de Minas	BI	Ledru (1993)	-19.00	-46.77
2	Morro de Itapeva	BI	Behling (1997a)	-22.78	-45.53
3	Lk Curuça	BI	Behling (2001)	-0.77	-47.85
4	São Francisco de Paula	BI	Behling et al. (2001a)	-29.24	-50.57
5	Jacareí (turfa)	BI	Garcia et al. (2004)	-23.28	-45.97
6	Lk Nova	BI	Behling (2003)	-17.97	-42.20
7	Volta Velha	BI	Behling & Negrelle (2001)	-26.07	-48.63
8	Lk Crispim	BI/PC	Behling & Costa (2001)	-0.59	-47.65
9	São Francisco de Assis	BI	Behling et al. (2005)	-29.59	-55.22
10	Lk Caçó	IF/BI	Ledru et al. (2006)	-2.96	-43.42
11	Serra da Bocaina	BI	Behling et al. (2007)	-22.71	-44.57
12	Lk Marcio	BI	De Toledo & Bush (2007)	-0.13	-51.08
13	Lk Tapera	BI	De Toledo & Bush (2007)	-0.13	-51.08
14	Lk Aleixo	IF/PC/BI	Enters et al. (2010)	-17.99	-42.12
15	Lk Fazenda	BI	Resende (2010)	-23.51	-52.45
16	Rv Saquinho	BI/PC	De Oliveira et al. (1999)	-10.40	-43.22
17	Serra Campos Gerais	BI	Behling (1997b)	-24.40	-50.13
18	Colônia	BI	Ledru et al. (2009)	-23.87	-46.71
19	Lk Pires	BI	Behling (1995a)	-17.95	-42.22
20	Águas Claras	BI	Bauermann et al. (2003)	-30.10	-50.85
21	Serra da Boa Vista	BI	Behling (1995b)	-27.70	-49.15
22	Morro da Igreja	BI	Behling (1995b)	-28.18	-49.87
23	Serra do Rio Rastro	BI	Behling (1995b)	-28.38	-49.55
24	Cambará do Sul	BI	Behling et al. (2004)	-28.95	-49.90
25	Serra do Araçatuba	BI	Behling (2007)	-25.92	-48.98
26	Cerro do Touro	IF/PC/BI	Oliveira et al. (2008a)	-26.25	-49.25
27	Serra dos Órgãos	BI	Behling & Safford (2010)	-22.46	-43.03
28	Lk Aquiri	BI/PC	Behling & Costa (1997)	-3.17	-44.98
29	Lk Calado	BI/PC	Behling et al. (2001b)	-3.27	-60.58
30	Rv Curuá	BI/PC	Behling & Costa (2000)	-1.74	-51.46
31	Lk Serra Sul de Carajás	BI	Absy et al. (1991)	-6.33	-50.42
32	Lk Pata	BI	Colinvaux et al. (1996)	0.27	-66.68
33	Lk Caçó	BI	Ledru et al. (2002)	-2.96	-43.42
34	Lk Caçó	IF/BI	Ledru et al. (2006)	-2.96	-43.42
	3		` '		

No	Local	Tipo de proxy	Referência	Lat.	Lon. (°)
35	Águas Emendadas	BI	Barberi et al. (2000)	-15.57	-47.58
36	Lk Confusão	BI	Behling (2002b)	-10.63	-49.72
37	Lk Santa	BI	Parizzi et al. (1998)	-19.63	-43.90
38	Lk Geral	BI/PC	Bush et al. (2000)	-1.80	-53.53
39	Lk Comprida	BI/PC	Bush et al. (2000)	-1.86	-53.98
40	Rv Arr. Las Brusquitas	BI	Vilanova et al. (2006b)	-38.23	-57.77
41	Lk Bella Vista	BI	Mayle et al. (2000)	-13.62	-61.55
42	Lk Chaplin	BI	Mayle et al. (2000)	-14.47	-61.55
43	Colônia	BI	Ledru et al. (2005)	-23.87	-46.71
44	Lk Dourada	IF/PC/BI	Moro et al. (2004)	-25.24	-50.04
45	Cromínia	BI	Salgado-Labouriau et al. (1997)	-17.28	-49.42
46	India Muerta	BI	Iriarte (2006)	-33.70	-53.95
47	Rv Puente de la Tropa	BI/PC	Prieto et al. (2004)	-34.58	-59.14
48	Rv Paso de Corro	BI/PC	Prieto et al. (2004)	-34.55	-59.12
49	Serra Geral	BI	Leal & Lorscheitter (2007)	-29.60	-51.65
50	Rv Arr. Sauce Chico	BI	Prieto (1996)	-38.08	-62.26
51	Empalme Querandies	BI	Prieto (1996)	-37.00	-61.11
52	Lk Arari	BI	Smith et al. (2011)	-0.60	-49.14
53	Lk Tapajós	BI/PC	Irion et al. (2006)	-2.79	-55.08
54	Lk Santa Maria	BI	Bush et al. (2007b)	-1.58	-53.60
55	Lk Saracuri	BI	Bush et al. (2007b)	-1.68	-53.57
56	Lk Geral	BI	Bush et al. (2007b)	-1.65	-53.59
57	Rv Quequén Grande	BI/PC	Hassan et al. (2009)	-38.50	-58.75
58	Oc. Atlântico Sul	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-24.43	-42.28
59	Oc. Atlântico Sul	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-14.40	-38.82
60	Oc. Atlântico Sul	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-20.95	-39.53
61	Oc. Atlântico Sul	IF	Arz et al. (1998)	-3.67	-37.72
62	Oc. Atlântico Sul	IF/PC	Arz et al. (1998)	-3.67	-37.72
63	Oc. Atlântico Sul	IF/PC	Arz et al. (2001)	-4.25	-36.35
64	Oc. Atlântico Sul	BI	Toledo et al. (2008)	-24.43	-42.28
65	Oc. Atlântico Sul	BI/PC	Nagai et al. (2009)	-22.94	-41.98
66	Oc. Atlântico Sul	IF	Pivel et al. (2010)	-24.43	-42.28
67	Oc. Atlântico Sul	IF/PC	Weldeab et al. (2006)	-4.61	-36.64
68	Oc. Atlântico Sul	PC	Chiessi et al. (2010)	-32.50	-50.24
69	Oc. Atlântico Sul	PC	Jaeschke et al. (2007)	-4.25	-36.35
70	Oc. Atlântico Sul	IF/PC	Groeneveld & Chiessi (2011)	-41.27	-14.49
71	Cv Botuverá	IF	Cruz et al. (2005)	-27.22	-49.15
72	Cv Lapa Grande (2)	IF	Stríkis et al. (2011)	-14.42	-44.36
73	Cv Botuverá	IF	Wang et al. (2007)	-27.22	-49.15
74	Cv Santana	IF	Cruz et al. (2006a)	-24.53	-48.72
75	Cv Botuverá	IF	Cruz et al. (2006b)	-27.22	-49.15
76	Cv Botuverá	IF/PC	Cruz et al. (2007)	-27.22	-49.15

No	Local	Tipo de proxy	Referência	Lat.	Lon.
77	Cv Rio Grande do Norte (2)	IF	Cruz et al. (2009)	-5.60	-37.73
78	Cv Botuverá (2)	IF	Wang et al. (2006)	-27.22	-49.15
79	Rv Taquarussu	BI	Parolin et al. (2006)	-22.50	-52.33
80	Buritizeiro	BI	Lorente et al. (2010)	-17.41	-45.06
81	Vereda Laçador	BI	Cassino (2011)	-17.81	-45.43
82	Salitre de Minas	IF/PC/BI	Pessenda et al. (1996)	-19.00	-46.77
83	Londrina	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-23.30	-51.17
84	Piracicaba	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-22.77	-47.63
85	Botucatu	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-23.00	-48.00
86	Anhembi	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-22.75	-47.97
87	Jaguariúna	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-22.67	-47.02
88	Salitre de Minas	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-19.00	-46.77
89	Misiones	IF/PC	Zech et al. (2009)	-27.39	-55.52
90	Rv Tamanduá (17)	PC	Turcq et al. (1997)	-21.45	-47.60
91	Lk Serra Sul de Carajás	BI	Servant et al. (1993)	-6.30	-50.20
92	Salitre de Minas	BI	Servant et al. (1993)	-19.00	-46.77
93	Lk Serra Sul de Carajás	IF/PC	Sifeddine et al. (1994)	-6.58	-49.50
94	Lk Serra Sul de Carajás	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2001)	-6.58	-49.50
95	Lk Caçó (2)	IF/PC/BI	Jacob et al. (2004)	-2.96	-43.42
96	Lk Serra Sul de Carajás	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2004)	-6.58	-49.50
97	Lk Dom Helvécio	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2004)	-19.68	-42.63
98	Lk La Gaiba(2)	BI	Whitney et al. (2011)	-17.75	-57.58
99	Rv Paraná(25)	BI/PC	Stevaux (2000)	-22.72	-53.17
100	Botucatu	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-23.00	-48.00
101	Anhembi	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-22.75	-47.97
102	Jaguariúna	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-22.67	-47.02
103	Pontes e Lacerda	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-15.27	-59.22
104	India Muerta	BI	Iriarte et al. (2004)	-33.70	-53.95
105	Campo Alegre	IF/PC/BI	Oliveira et al. (2008b)	-26.25	-49.25
106	Lk Serra Norte Carajás	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-6.30	-50.20
107	Lk Caracarana	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-3.84	-59.78
108	Lk Água Preta de Baixo	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-18.42	-41.83
109	Lk Dom Helvécio	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-19.68	-42.59
110	Lk Feia	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-15.57	-47.30
111	Lk Caçó	IF/BI	Pessenda et al. (2005)	-2.96	-43.42
112	Botucatu (2)	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.85	-48.48
113	Jaguariúna (2)	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.67	-47.17
114	Anhembi	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.75	-47.97
115	Barreirinhas	IF/PC	Pessenda et al. (2004b)	-3.03	-44.65
116	Curucutu	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2009)	-23.93	-46.65
117	Lk Serra Negra	BI	De Oliveira (1992)	-18.95	-46.83
118	Lk Olhos	BI	De Oliveira (1992)	-19.38	-43.90
110	2A 011103	.	20 011.0114 (1772)	17.50	13.70

No	Local	Tipo de proxy	Referência	Lat.	Lon.
119	Cromínia	BI	Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau (1996)	-17.28	-49.42
120	Cv Paixão	IF	Barreto (2010)	-12.63	-41.02

¹Os dados desta tabela e maiores detalhes estão disponíveis no portal *Pangaea* (http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.820035). A informação disponível no portal *Pangaea* inclui: detalhes da publicação; detalhes do registro (nome, localização, latitude, longitude, elevação, aparelho de testemunhagem, comprimento do testemunho); detalhes da amostragem (método analítico, tratamento de amostras, intervalo de amostragem, número de amostras); detalhes sobre datação (número de datações, calibração); informações climáticas (período, descrição, e evidências das mudanças observadas); e valores do índice Q (ver item 4.2.1.3).

Anexo B

Composites vulcânicos para o último milênio

Abaixo, composites para os anos (+2) e (+3) das variáveis TSM (°C), τ_x (N/m²), e profundidade da isoterma de 20°C (m).

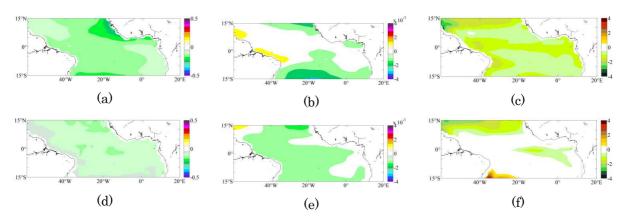


Figura B.1. Composites para dois anos posteriores à erupção vulcânica (ano +2). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

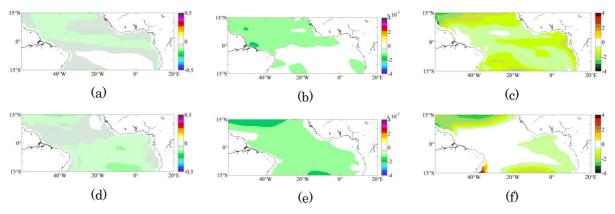


Figura B.2. Composites para três anos posteriores à erupção vulcânica (ano +3). Primeira linha – resultados para o modelo CCSM4; segunda linha – resultados para o modelo IPSL. (a) e (d), anomalias de TSM (°C); (b) e (e), anomalias de τ_x (N/m²); (c) e (f), anomalias na profundidade da isoterma de 20°C (m).

Referências bibliográficas

ABSY, M. L. *et al.* Mise en evidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres regions tropicales. **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris**, t. 312, série II, p. 673-678, 1991.

ADAMS, J. B., MANN, M. E., AMMANN, C. M. Proxy evidence for an El Niñolike response to volcanic forcing. **Nature**, v. 426, p. 274-278, 2003.

ADLER, R. F. *et al.* The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-Present). **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 1147-1167, 2003.

ALLEY, R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 213-226, 2000.

AMMANN, C. M. *et al.* Solar influence on climate during the past millennium: results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 104, n. 10, p. 3713-3718, 2007.

ANGULO, R, J, LESSA, G. C., SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 486-506, 2006.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last-Glacial marine deposits off Northeastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 50, p. 157-166, 1998.

_____ et al. Millennial-scale changes of surface- and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene. **Geology**, v. 29, n. 3, p. 239-242, 2001.

BAO, Q. *et al.* The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model, spectral version 2: FGOALS-s2. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 3, p. 561-576, 2013.

BARBER, D. C. *et al.* Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. **Nature**, v. 400, p. 344-348, 1999.

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.

BARRETO, E. A. S. Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites. **Dissertação de Mestrado**, Universidade de São Paulo, 2010.

BARTLEIN, P. J. *et al.* Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 775-802, 2011.

BAUER, E. B. *et al.* Assessing climate forcing of the Earth system for the past millennium. Geophysical Research Letters, v. 30, n. 6, 1276, 2003.

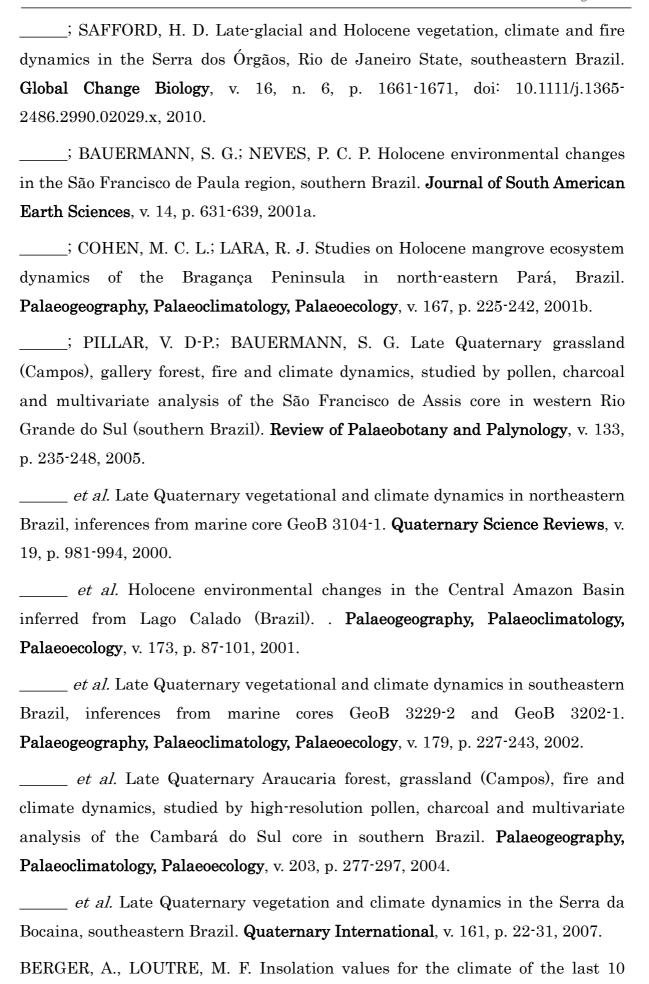
BAUERMANN, S. G. *et al.* Análises palinológicas da turfeira de Águas Claras, planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2; CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9; CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICA, 2., 2003, Recife. **Anais...** Recife, ABEQUA, 2003, 3 pp.

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, 1995a.

A high resolution Holocene pollen records from Lago do Pires, SE Brazil:
vegetation, climate and fire history. Journal of Paleolimnology, v. 14, p. 253-268,
1995b.
First report on new evidence for the occurrence of Podocarpus and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial.
Vegetation History and Archaeobotany, v. 5, p. 241-246, 1996.
Late Quaternary vegetation climate and fire history of the Araucaria

forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 97, p. 109-121, 1997b.

Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical
mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. Palaeogeography,
Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 129, p. 407-422, 1997a.
Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region
(eastern Amazonia, Brazil) and evidence of <i>Podocarpus</i> in the Amazon lowland.
Vegetation History and Archaeobotany, v. 10, p. 175-183, 2001.
South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times:
a synthesis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 177, p. 19-27,
2002a.
Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern
Amazonia inferred from Lagoa da Confusão in Tocantins State, northern Brazil.
Amazoniana , v. 17, n. 1/2, p. 27-39, 2002b.
Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred
from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland. Vegetation History and
Archaeobotany , v. 12, p. 263-270, 2003.
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, doi: 10.1007/s00334-006-
0078-2, 2007.
; DA COSTA, M. L. Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and
coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil. Journal of Quaternary
of South America and Antarctic Peninsula, v. 10, p. 93-118, 1997.
; Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the
Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. Quaternary Research, v. 53, p. 369-377,
2000.
; Holocene vegetational and coastal environmental changes from
the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia. Review
of Palaobotany and Palynology, v. 114, p. 145-155, 2001.
; NEGRELLE, R. B. Tropical rain forest and climate dynamics of the
Atlantic lowland Southern Brazil, during the Late Quaternary. Quaternary
Research, v. 56, p. 383-389, doi: 10.1006/qres.2001.2264, 2001.



million years. Quaternary Science Reviews, v. 10, p. 297-317, 1991.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly** Weather Review, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2091-2102, 2011.

_____ et al. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic sea surface temperature during neutral ENSO periods. Climate Dynamics, v. 42, p. 1553-1568, 2014.

BOND, G. *et al.* Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. **Nature**, v. 365, p. 143-147, 1993.

_____; LOTTI, R. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. **Science**, v. 267, p. 1005-1010, 1995.

_____ *et al.* A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. **Science**, v. 278, p. 1257-1266, 1997.

_____ *et al.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. **Science**, v. 294, p. 2130-2136, 2001.

BOSMANS, J. H. C. *et al.* Monsoonal response to mid-Holocene orbital forcing in a high resolution GCM. **Climate of the Past**, v. 8, p. 723-740, 2012.

BRACONNOT, P. et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features. Climate of the Past, v. 3, p. 261-277, 2007a.

_____ *et al.* Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. **Climate of the Past**, v. 3,p. 279-296, 2007b.

_____ *et al.* Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. **Nature** Climate Change, v. 2, p. 417-424, 2012.

BRADLEY, R. S. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. Academic Press, San Diego, pp. 610, 1999.

_____. 1000 years of climate change. Science, v. 288, n. 5470, p. 1353-1355, 2000.

BRANDT, P. *et al.* Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean. **Nature**, v. 473, p. 497-501, 2011.

BRIFFA, K. R. *et al.* Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. **Nature**, v. 393, p. 450-455, 1998.

BROECKER, W. S.; PETEET, D. M.; RIND, D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? **Nature**, v. 315, p. 21-26, 1985.

BROWN, E. T.; JOHNSON, T. C. Coherence between tropical East African and South American records of the Little Ice Age. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 6, n. 12, 2005.

BRUCE, J. P., CLARK, R. H. **Introduction to hydrometeorology.** Pergamon Press, 319 pp., 1966.

BUSH, M. B. *et al.* Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. **The Holocene**, v. 10, n. 5, p. 543-553, 2000.

_____ *et al.* Holocene fire and occupation in Amazonia: records from two lake districts. **Phylosophical Transactions of the Royal Society Biological Sciences**, v. 362, p. 209-218, 2007.

CARLSON, A. E. *et al.* Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. **Nature Geoscience**, v. 1, p. 620-624, 2008.

CARRÉ, M. *et al.* Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. **Quaternary International**, v. 253, p. 55-66, 2012.

CARTON, J. A.; HUANG, B. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, p. 888-903, 1994.

_____ et al. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. Journal of Physical Oceanography, v. 26, p. 1165-1175, 1996.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v.

17, p. 88-108, 2004.

CASSINO, R. F. Reconstituição da vegetação e do clima do Chapadão dos Gerais durante o Holoceno, a partir da análise palinológica da Vereda Laçador. 2011. 215 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

CHANG, P. *et al.* The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, v. 443, p. 324-328, 2006.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, 2004.

CHENG, H. *et al.* Timing and structure of the 8.2 kyr B. P. event inferred from δ^{18} O records of stalagmites from China, Oman and Brazil. **Geology**, v. 37, p. 1007-1010, 2009.

CHIESSI, C. M. *et al.* Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L21707, 2009.

_____ et al. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, v.9, 012007, doi: 10.1088/1755-1315/9/1/012007, 2010.

COBB, K. M. *et al.* Highly variable El Niño-Southern Oscillation throughout the Holocene. **Science**, v. 339, p. 67-70, 2013.

COHEN, M. C. L.; BEHLING, H.; LARA, R. J. Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: the relative sea-level and the Little Ice Age. **Review** of Palaeobotany and Palynology, v. 136, p. 93-108, 2005.

COLLINS, W. J. *et al.* Evaluation of the HadGEM2 Model. **Met Office Hadley** Centre Technical Note no. HCTN 74, Exeter: Met Office, 2008.

COLINVAUX, P. A. *et al.* A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v. 274, p. 85-88, 1996.

CORDEIRO, R. C. et al. Holocene fires in East Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. Global and Planetary

Change, v. 61, p. 49-62, 2008.

CORDEIRO, S. H.; LORSCHEITTER, M. L. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, v. 10, p. 35-42, 1994.

CRUZ JR, F. W. *et al.* Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. **Nature**, v. 434, p. 63-66, 2005.

_____ *et al.* Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, p. 495-507, 2006a.

_____ *et al.* A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, p. 2749-2761, 2006b.

_____ et al. Evidence of rainfall variations in southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, p. 2250-2263, doi: 10.1016/j.gca.2007.02.005, 2007.

_____ et al. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, 5 pp., doi: 10.1038/NGEO444, 2009.

CZAJA, A.; FRANKIGNOUL, C. Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 606-623, 2002.

DANABASOGLU, G.; GENT, P. R. Equilibrium climate sensitivity: is it accurate to use a slab ocean model? **Journal of Climate**, v. 22, p. 2494-2499, 2009.

DEE, D. P. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, 2011.

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**, **Palaeclimatology**, **Palaeoecology**, v. 152, p. 319-337, 1999.

DE MENOCAL, P. *et al.* Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. **Science**, v. 288, p. 2198-2202, 2000.

DE TOLEDO, M. B.; BUSH, M. B. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. **Journal of Biogeography**, v. 34, p. 1313-1326, 2007.

DENTON, G. H.; KARLÉN, W. Holocene climatic variations – their pattern and possible cause. **Quaternary Research**, v. 3, p. 155-205, 1973.

_____ *et al.* The role of seasonality in abrupt climate change. **Quaternary** Science Reviews, v. 24, p. 1159-1182, 2005.

DICKSON, R. R.; BROWN, J. The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates and pathways. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 12319-12341, 1994.

DING, H., KEENLYSIDE, N. S., LATIF, M. Equatorial Atlantic interannual variability: role of heat content. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, C09020, pp. 9, 2010.

DUFRESNE, J.-L. *et al.* Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 9-10, p. 2123-2165, 2013.

EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. Data analysis methods in physical oceanography. 2nd ed., Elsevier, Amsterdam, pp. 638, 2004.

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 929-945, 1997.

______; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. Geophysical Research Letters, v. 28, p. 2077-2080, 2001.

ENTERS, D. *et al.* Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo. **Journal of Paleolimnology**, v. 44, p. 265-277, doi: 10.1007/s10933-009-9402-z, 2010.

ESPINOSA, M.; DE FRANCESCO, C.; ISLA, F. Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. **Journal of Paleolimnology**, v. 29, p. 49-60, 2003.

FARMER, E. C.; DE MENOCAL, P. B.; MARCHITTO, T. M. Holocene and

deglacial ocean temperature variability in the Benguela upwelling region: implications for low-latitude atmospheric circulation. **Paleoceanography**, v. 20, PA2018, 2005.

FERRAZ-VICENTINI, K. R.; SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 9, n. 3/4, p. 207-219, 1996.

FLÜCKIGER, J. *et al.* High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 1, p. 10-1-10-8, 2002.

GAO, C., ROBOCK, A., AMMANN, C. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice core-based index for climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D23111, pp. 17, 2008.

GARCIA, M. J. *et al.* A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 131, p. 181-199, 2004.

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Relação dos sistemas de monção com a variabilidade tropical interanual e multi-decenal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 69-86, 2009.

GARREAUD, R. D. *et al.* Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 180-195, 2009.

GENT, P. R. *et al.* The Community Climate System Model version 4. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4973-4991, 2011.

GHIL, M. *et al.* Advanced spectral methods for climatic time series. **Reviews of Geophysics**, v. 40, n. 1, p. 3-1-3-41, 2002.

GIRAUDEAU, J.; BEAUFORT, L. Coccolithophores: from extant populations to fossil assemblages. In: **Proxies in late Cenozoic paleoceanography** – **Developments in marine geology**. [Hillaire-Marcel, C.; DeVernal, A. (eds.)]. Elsevier, p. 409-439, 2007.

GONI, G. *et al.* Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 16273-16289, 1996.

GOUVEIA, S. E. M. *et al.* Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. **Global and Planetary Change**, v. 33, p. 95-106, 2002.

GROENEVELD, J.; CHIESSI, C. M. Mg/Ca of *Globorotalia inflata* as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. **Paleoceanography**, v. 26, PA2203, 12 pp., doi:10.1029/2010PA001949, 2011.

GROOTES, P. M. *et al.* Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. **Nature**, v. 366, p. 552-554, 1993.

GYLLENCREUTZ, R. *et al.* Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. **The Holocene**, v. 20, n. 6, p. 863-875, doi:10.1177/0959683610365936, 2010.

HAARSMA, R. J. *et al.* Dominant modes of variability in the South Atlantic: a study with a hierarchy of ocean-atmosphere models. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1719-1735, 2005.

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

HASSAN, G. S.; ESPINOSA, M. A.; ISLA, F. I. Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina. Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 275, p. 77-91, 2009.

HAUG, G. H. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. **Science**, v. 293, p. 1304-1308, 2001.

HENDRY, K. R. *et al.* Abrupt changes in high-latitude nutrient supply to the Atlantic during the last glacial cycle. **Geology**, v. 40, p. 123-126, doi: 10.1130/G32779.1, 2012.

HUGHEN, K. A. *et al.* Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. **Science**, v. 304, p. 1955-1959, 2004.

HUNTLEY, B. Reconstructing palaeoclimates from biological proxies: some often overlooked sources of uncertainty. **Quaternary Science Reviews**, v. 31, p. 1-16, 2012.

ILES, C. E. et al. The effect of volcanic eruptions on global precipitation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 118, p. 8770-8786, 2013. ; HEGERL, G. C. The global precipitation response to volcanic eruptions in the CMIP5 models. Environmental Research Letters, v. 9, pp. 10., 2014. IPCC. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Core Writing Team, Pachauri, R. K.; Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 104, 2007. _. Summary for policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom an New York, NY, USA, pp. 29, 2013. IRIARTE, J. et al. Evidence for cultivar adoption and emerging complexity during the mid-Holocene in the La Plata basin. **Nature**, v. 432, p. 614-617, 2004. _. Vegetation and climate change since 14,810 ¹⁴C yr B.P. in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies. Quaternary Research, v. 65, p. 20-32, 2006.

IRION, G. *et al.* A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. **Palaeoecology**, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 240, p. 523-535, 2006.

JACOB, J. et al. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 205, p. 183-197, 2004.

JAESCHKE, A. *et al.* Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. **Paleoceanography**, v. 22, 10 pp., PA4206, doi: 10.1029/2006PA001391, 2007.

JANSEN, E. et al. Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to Fourth Assessment Report of the

Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 497, 2007.

JOMELLI, V. *et al.* Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. **Nature**, v. 474, p. 195-199, 2011.

JOOS, F.; SPAHNI, R. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. **Proceedings of National Academy of Sciences**, v. 105, p. 1425-1430, 2008.

JOUSSAUME, S., BRACONNOT, P. Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D2, p. 1943-1956, 1997.

KAGEYAMA, M. *et al.* Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model: part II: model-data comparisons. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 9-10, p. 2469-2495, 2012.

KEENLYSIDE, N. S., LATIF, M. Understanding equatorial Atlantic interannual variability. **Journal of Climate**, v. 20, p. 131-142, 2007.

KESSLER, W. S. Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 95, n. C4, p. 5183-5217, 1990.

KUHLBRODT, T. *et al.* On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning circulation. **Reviews of Geophysics**, v. 45, p. 1-32, 2007.

LAGERKLINT, I. M. *et al.* New high-resolution alkenone record of last glacial to Holocene sea-surface temperature change in the east-equatorial South Atlantic Ocean. **Geografiska Annaler**, v. 87A, p. 111-124, 2005.

LANDRUM, L. *et al.* Last millennium climate and its variability in CCSM4. **Journal of Climate**, v. 26, p. 1085-1111, 2013.

LAVIGNE, F. *et al.* Source of the great A.D. 1257 mystery eruption unveiled, Samalas volcano, Rinjani volcanic complex, Indonesia. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 42, p. 16742-16747, 2013.

LEAL, M. G.; LORSCHEITTER, M. L. Plant succession in a forest on the Lower

palaeoenvironments, Southern Brazil. Acta Botanica Brasilica, v. 21, n. 1 p. 1-10, 2007. LEDRU, M.-P. Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil. Quaternary Research, v. 39, p. 90-98, 1993. ; MOURGUIART, P.; RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 271, p. 140-152, 2009. et al. Localisation de la forêt d'Araucaria du Brésil au cours de l'Holocène. Implications paléoclimatiques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de **Paris**, v. 317, p. 517-521, 1994. ____ et al. Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil. Quaternary Research, v. 55, p. 47-56, 2001. et al. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climate change. **Geology**, v. 30, p. 275-278, 2002. ____ et al. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the region and interhemispheric Brazilian Atlantic rainforest comparison. Quaternary Research, v. 64, p. 444-450, 2005. ____ et al. Millennial-scale climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 1110-1126, 2006. LENTERS, J. D. COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. Journal of Climate, v. 8, p. 2988-3005, 1995. ; On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. Journal of Atmospheric Science, v. 54, p. 656-677, 1997. LIU, Z. et al. Coupled climate simulation of the evolution of global monsoons in the Holocene. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2472-2490, 2003.

Northeast Slope of Serra Geral, Rio Grande do Sul, and Holocene

LOCARNINI, R. A. et al. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: temperature. S.

Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., pp. 184, 2010.

LORENTE, F. L.; MEYER, K. E. B.; HORN, A. H. Análise palinológica da vereda da Fazenda Urbano, município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil. Geonomos, v. 18, n. 2, p. 57-72, 2010.

LORENZ, E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather

Meteorology, MIT, Cambridge, USA, 1956.
LYELL, C. Principles of Geology. John Murray, London, v.1, 1830.
Principles of Geology. John Murray, London, v.2, 1832.
Principles of Geology. John Murray, London, v.3, 1833.
MAHIQUES, M. M. <i>et al.</i> Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. Anais da Academia Brasileira de Ciências , v. 79, p. 171-181, 2007.
<i>et al.</i> A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: paleoenvironmental implications. Quaternary International , v. 206, p. 52-61, 2009.
MANN, M. E. <i>et al.</i> Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. Journal of Climate , v. 18, p. 447-456, 2005.
<i>et al.</i> Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science , v. 326, p. 1256-1260, 2009.
MANTUA, N. J. <i>et al.</i> A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bulletin of the American Meteorological Society , v. 78, p. 1069-1079, 1997.
MARENGO, J. A. <i>et al.</i> Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalysis. Journal of Climate , v. 17, p. 2261-2280, 2004.
et al. Recent developments on the South American Monsoon system. International Journal of Climatology, v. 32, p. 1-21, 2012.

MARGO Project Members. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. Nature Geosciences, v. 2, p. 127-132, 2009.

MARSON, J. M. *et al.* The impacts of deglacial meltwater forcing on the South Atlantic Ocean deep circulation since the Last Glacial Maximum. **Climate of the Past**, v. 10, p. 1723-1734, 2014.

MARTI, O. *et al.* Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. **Climate Dynamics**, v. 34, p. 1-26, 2011.

MAYEWSKI, P. A. Holocene climate variability. **Quaternary Research**, v. 62, p. 243-255, 2004.

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests. **Science**, v. 290, p. 2291-2294, 2000.

MCFARLING MEURE, C. *et al.* Law Dome CO₂, CH₄, and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L14810, 2006.

MCMANUS, J. F. *et al.* Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. **Nature**, v. 428, p. 834-837, 2004.

MELO, M. L. D.; MARENGO, J. A. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. **The Holocene**, v. 18, n. 4, p. 501-516, 2008.

MILLER, G. H. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedback. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 2, L02708, 2012.

MINNIS, P. *et al.* Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption. **Science**, v. 259, p. 1411-1415, 1993.

MORIOKA, Y.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 24, p. 5538-5554, 2011.

MORO, R. S. *et al.* Paleoclimate of the late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, southern Brazil. **Quaternary International**, v. 114, p. 87-99, 2004.

NAGAI, R. H. *et al.* Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: benthic foraminifera and sedimentological proxies. **Quaternary International**, v. 206, p.

62-71, 2009.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research**, v. 116, D15104, 2011.

NOVELLO, V. F. *et al.* Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. **Geophysical Research Letters**, v. 39, L23706, p. 6, 2012.

OKUMURA, Y.; XIE, S.-P. Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3589-3602, 2004.

OLIVEIRA, M. A. T.; BEHLING, H.; PESSENDA, L. C. R. Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in highland valley head areas of Santa Catarina State, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 55-67, 2008a.

____; ____; LIMA, G. L. Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in southern Brazilian highlands. **Catena**, v. 75, p. 77-92, 2008b.

OTTO-BLIESNER, B. L. *et al.* Climate sensitivity of moderate- and low-resolution versions of CCSM3 to preindustrial forcings. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2567-2583, 2006a.

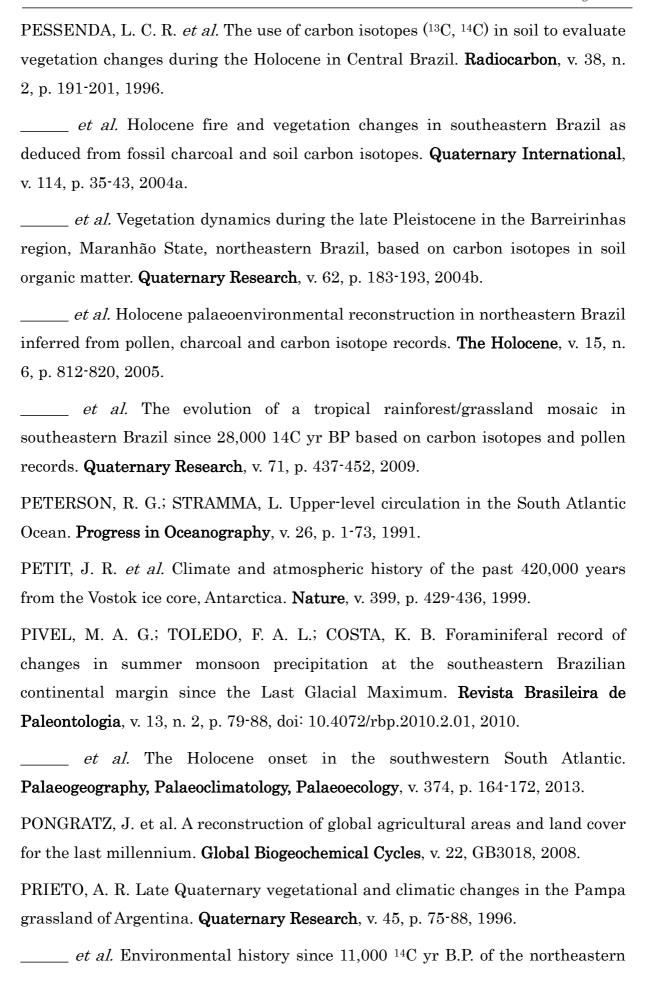
_____ *et al.* Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2526-2544, 2006b.

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

PAROLIN, M.; MEDEANIC, S.; STEVAUX, J. C. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 1, p. 137-148, 2006.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. Physics of climate. Springer-Verlag, pp. 520, 1992.

PELTIER, W. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE-5G (vm2) model and GRACE. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 111-149, 2004.



Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. **Quaternary Research**, v. 62, p. 146-161, 2004.

RAHMSTORF, S. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. **Nature**, v. 419, p. 207-214, 2002.

REBOITA, M. S. *et al.* South Atlantic Ocean cyclogenesis simulated by regional climate model (RegCM3), **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1331-1347, 2010.

RENSSEN, H. *et al.* The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. **Nature Geoscience**, v. 2, p. 411-414, 2009.

REZENDE, A. B. Espículas de esponja em sedimentos de lagoa como indicador paleoambiental no NW do Estado do Paraná. . 2010. 67 f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) — Centro de Pós-Graduação e Pesquisa, Universidade de Guarulhos, Guarulhos, 2010.

ROBERTS, W. H. G.; BATTISTI, D. S.; TUDHOPE, A. W. ENSO in the mid-Holocene according to CSM and HadCM3. **Journal of Climate**, v. 27, p. 1223-1242, 2014.

ROBOCK, A. Volcanic eruptions and climate. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 2, p. 191-219, 2000.

_____. The latest on volcanic eruptions and climate. **EOS, Transactions,** American Geophysical Union, v. 94, n. 35, p. 305-312, 2013.

RUIZ-BARRADAS, A.; CARTON, J. A.; NIGAM, S. Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. Journal of Climate, v. 13, p. 3285-3297, 2000.

SACHS, J. P.; LEHMAN, S. J. Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago. **Science**, v. 286, p. 756-759, 1999.

SALAS-MELIA, D. Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, Technical Report 103, CNRM, Météo-France, Toulouse, pp. 36, 2005.

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

SCHEEL-YBERT, R. et al. Holocene palaeoenvironmetral evolution in the São

Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil δ^{13} C analysis. **The Holocene**, v. 13, n. 1, p. 73-81, 2003.

SCHMIDT, G. A. *et al.* Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0). **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 33-45, 2011.

_____ *et al.* Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.1). **Geoscientific Model Development**, v. 5, p. 185-191, 2012.

SCHNEIDER, U. *et al.* GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. **Theoretical and Applied Climatology,** v. 115, n. 1-2, p. 15-40, 2014.

SCHURER, A. P.; TETT, S. F. B.; HEGERL, G. C. Small influence of solar variability on climate over the past millennium. **Nature Geoscience**, v. 7, p. 104-108, 2014.

SERVAIN, J. *et al.* The relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 939-953, 2000.

SERVANT, M. *et al.* Tropical forest changes during the Late Quaternary in African and South American lowlands. **Global and Planetary Change**, v. 7, p. 25-40, 1993.

SIFEDDINE, A. et al. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. Bulletin de la Société Géologique de France, v. 165, n. 6, p. 613-621, 1994.

_____ et al. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 168, p. 221-235, 2001.

_____ et al. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 214, p. 41-53, 2004

SILVA, G. A. M.; DRUMMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on

South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical Applied Climatology**, v. 106, p. 307-319, 2011.

SILVA DIAS, P. L.; TURCQ, B.; SILVA DIAS, M. A. F. Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach. In: VIMEUX, F., KHODRI, M., SYLVESTRE, F. Past Climate Variability in South America and surrounding regions. Berlin: Springer, p. 259-281, 2009.

SMITH, T. M. *et al.* Improvements NOAAs historical merged land-ocean temperature analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, p. 2283-2296, 2008.

SMITH, C. B. *et al.* Holocene coastal vegetation changes at the mouth of the Amazon River. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 168, p. 21-30, 2011.

SROKOSZ, M. *et al.* Past, present, and future changes in the Atlantic Meridional Overturning circulation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, p. 1663-1676, 2012.

STEINHILBER, F.; BEER, J.; FRÖHLICH, C. Total solar irradiance during the Holocene. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L19704, 2009.

STENCHIKOV, G. L. *et al.* Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D12, p. 13837-13857, 1998.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, 72, p. 73-85, 2000.

STOCKER, T. F. *et al.* Technical Summary. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 33-115, 2013.

STOTHERS, R. B. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. Science, v. 224, n. 4654, p. 1191-1198, 1984.

STRÍKIS, N. M. *et al.* Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v.39, n. 11, p. 1075-1078, doi: 10.1130/G32098, 2011.

STUTZ, S.; PRIETO, A. R.; ISLA, F. I. Holocene evolution of the Mar Chiquita coastal lagoon area (Argentina) indicated by pollen analysis. **Journal of Quaternary Science**, v. 21, n. 1, p. 17-28, 2006.

TALLEY, L. D. et al. Descriptive physical oceanography: an introduction. Elsevier, 6th edition, pp. 555, 2011.

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. A summary of the CMIP5 experiment design. Disponível em http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor CMIP5 design.pdf. Acesso em 04/11/2014.

______; _____. An overview of CMIP5 and the experiment design.

TOKINAGA, H.; XIE, S.-P. Weakening of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 222-226, 2011.

Bulletin of the American Meteorological Society, v. 93, n. 4, p. 485-498, 2012.

TOLEDO, F. A. L.; COSTA, K. B.; PIVEL, M. A. G. Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. **Global and Planetary Change**, v. 57, p. 383-395, 2007.

_____ *et al.* Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 3, p. 169-178, 2008.

TÖRNQVIST, T. E.; HIJMA, M. P. Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 601-606, 2012.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. Bulletin of the American Meteorological Society, v. 78, p. 2771-2777, 1997.

_____; DAI, A. Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengeneering. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L15702, 2007.

TURCQ, B.; PRESSINOTTI, M. M. N.; MARTIN, L. Paleohydrology and paleoclimate of the past 33,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil.

Quaternary Research , v. 47, p. 284-294, 1997.
<i>et al.</i> Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. Sedimentary Geology , v. 148, p. 319-342, 2002.
VALDES, P. J. South American palaeoclimate model simulations: how reliable are the models? Journal of Quaternary Science , v. 15, p. 357-368, 2000.
VAUTARD, R.; YIOU, P.; GHIL, M. Singular-spectrum analysis: a toolkit for short, noisy chaotic signals. Physica D , v. 58, p. 95-126, 1992.
VEDEL, V. <i>et al.</i> Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. Vegetation History and Archaeobotany , v. 15, p. 115-123, doi: 10.1007/s00334-005-0023-9, 2006.
VEBLEN, T. T.; YOUNG, K. R.; ORME, A. R. The physical geography of South America. Oxford University Press, pp. 361, 2007.
VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. Geophysical Research Letters , v. 23, n. 19, p. 2673-2676, 1996.
; Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. Journal of Climate , v. 10, p. 2904-2919, 1997.
; An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. Journal of Geophysical Research , v. 103, p. 24723-24736, 1998.
VERA, C. <i>et al.</i> Toward a unified view of the American Monsoon Systems, Journal of Climate , v. 19, p. 4977-5000, 2006.
VIEIRA, L. E. A. <i>et al.</i> Evolution of the solar irradiance during the Holocene. Astronomy and Astrophysics , v. 531, n. A6, pp. 20, 2011.
VILANOVA, I.; PRIETO, A. R.; ESPINOSA, M. Palaeoenvironmental evolution and sea-level fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene. Journal of Quaternary Science , v. 21, n. 3, p. 227-242, doi: 10.1002/jqs.953, 2006a.
; STUTZ, S. Historia de la vegetación en relación con la evolución

geomorfológica de las llanuras costeras del este de la provincia de Buenos Aires durante el Holoceno. Ameghiniana, v. 43, n. 1,11 pp., 2006b. _ et al. Holocene vegetation changes along the southeastern coast of the Argentinean Pampa grassland in relation to sea-level fluctuations and climatic variability: palynological analysis of aluvial sequences from Arroyo Claromecó. Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology, v. 298, p. 210-223, 2010. VISBECK, M. A station-based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005. Journal of Climate, v. 22, p. 940-950, 2009. VOELKER, A. H. L. et al. Global distribution of centennial-scale records for marine isotope stage (MIS) 3: a database. Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 1185-1214, 2002. VOLDOIRE, A. et al. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. Climate Dynamics, v. 40, n. 9-10, p. 2091-2121, 2013. VUILLE, M. et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. Climate of the Past, v. 8, p. 1309-1321, 2012. WAINER, I.; GENT, P.; GONI, G. Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 26167-26177, 2000. ; SERVAIN, J.; CLAUZET, G. Is the decadal variability in the tropical Atlantic a precursor to the NAO? Annales Geophysicae, v. 26, p. 4075-4080, 2008. WALKER, M. J. C. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. **Journal of Quaternary Science**, v. 24, n. 1, p. 3-17, 2009.

_ et al. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science, v. 27, n. 7, p. 649-659, 2012.

WANG, X. et al. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial

period. Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 3391-3403, 2006.

_____ et al. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L23701, 5 pp., doi: 10.1029/2007GL031149, 2007.

WANNER, H. *et al.* Mid- to late Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v. 27, p. 1791-1828, 2008.

_____ *et al.* Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, p. 3109-3123, 2011.

WATANABE, S. *et al.* MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 845-872, 2011.

WELDEAB, S.; SCHNEIDER, R. R.; KÖLLING, M. Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 241, p. 699-706, 2006.

WHITNEY, B. S. *et al.* A 45 kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. **Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology**, v. 307, p. 117-192, 2011.

WIRTZ, K. W. *et al.* Mid-Holocene regional reorganization of climate variability: analyses of proxy data in the frequency domain. **Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology**, v. 298, p. 189-200, 2010.

XIE, S.-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts. In: **The ocean-atmosphere interaction**. [WANG, C.; XIE, S.-P.; CARTON, J. A. (eds.)], Geophysical Monograph, AGU, Washington, D.C., pp. 26, 2004.

XIN, X.-G.; WU, T.-W.; ZHANG, J. Introduction of CMIP5 experiments carried out with the climate system models of Beijing Climate Center. **Advances in Climate Change Research**, v. 4, n. 1, p. 41-49, 2013.

YANG, H.; WANG, F. Revisiting the thermocline depth in the equatorial Pacific. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3856-3863, 2009.

ZACHOS, J. C. *et al.* A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. **Science**, v. 302, n. 5650, p. 1551-1554, 2003.

_____; DICKENS, G. R.; ZEEBE, R. E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. **Nature**, v. 451, p. 279-283, 2008.

ZEBIAK., S. E. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1567-1586, 1993.

ZECH, W. *et al.* Late Quaternary palaeosoil records from subtropical (38°S) to tropical (16°S) South America and palaeoclimatic implications. **Quaternary** International, v. 196, p. 107-120, 2009.

ZHANG, J. W. *et al.* Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis. **Quaternary Science Reviews**, v. 30, n. 15-16, p. 1973-1987, 2011.

ZHENG, W. *et al.* The east Asian summer monsoon at mid-Holocene: results from PMIP3 simulations. **Climate of the Past**, v. 9, p. 453-466, 2013.

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

ZIELINSKI, G. A. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 417-438, 2000.

Apêndice I

Conceitos em paleoclimatologia

"A Ciência do Sistema Terrestre (ESS, do inglês *Earth System Science*) toma os principais componentes do planeta Terra – a atmosfera, os oceanos, a água doce, as rochas, o solo, e a biosfera – e procura entender os principais padrões e processos em sua dinâmica. Para isso, precisamos estudar não apenas os processos que ocorrem em cada componente (tradicionalmente os domínios da oceanografia, da física atmosférica, e da ecologia, para nomear apenas três), mas também as interações entre esses componentes." – J. Lawton, Science (2001).

I.1. Sistema climático

As condições observadas da atmosfera, medidas de segundos a semanas definem o tempo meteorológico. Condições médias de tempo meteorológico, dadas em meses, anos, até centenas e centenas de milhares de anos, correspondem ao clima de determinada região (IPCC, 2007). De maneira geral, o clima da Terra corresponde ao estado médio do sistema climático (atmosfera, litosfera, hidrosfera, biosfera, e criosfera) e suas interações (IPCC, 2007). A ciência do clima abrange tal área de pesquisa multi e interdisciplinar ao longo da história da Terra – passado, presente e futuro (Ruddiman, 2008).

O sistema climático responde à forçantes externas (como as forçantes orbital, solar e vulcânica), e também às alterações da composição atmosférica (Masson-Delmotte *et al.*, 2013). Tais forçantes podem variar com o tempo, assim como as respostas do sistema climático. Para entender tal variabilidade, é necessário investigar a baixa frequência antes da alta frequência, de maneira e entender como esta última é modulada pela primeira (Jansen *et al.*, 2007). Ou seja, é necessário entender o clima passado para prever o clima futuro.

As variações no sistema climático podem ser periódicas, quase-periódicas, ou não periódicas. As variáveis climáticas podem apresentar tendência de curto ou longo prazo, ou ainda eventos abruptos e excursões. A variação do clima é definida por um aumento da variabilidade, porém sem alterações na tendência central. *Mudanças climáticas* são diferenças significativas nas condições médias que ocorrem entre períodos de tempo, e geralmente estão associadas a uma tendência, ou a uma alteração brusca da tendência central (Bradley, 1999). Mudanças climáticas *abruptas* correspondem a grandes mudanças em menos de 30 anos; ou no sentido físico, transições limiares/respostas rápidas em comparação à forçante, que não necessariamente é externa (Jansen *et al.*, 2007).

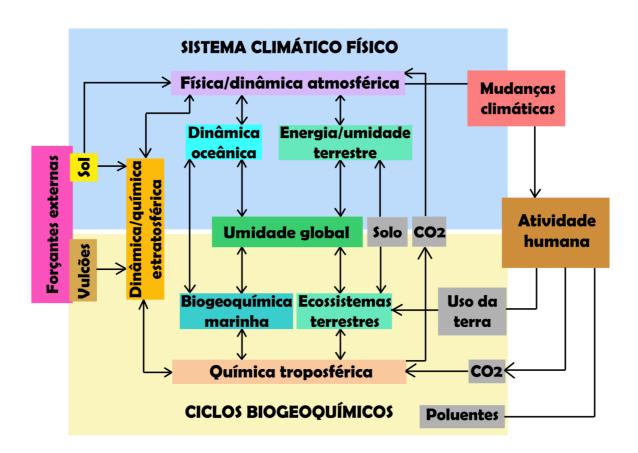


Figura I.1. Sistema climático terrestre dado pelo diagrama de Bretherton. Adaptado de http://oceanworld.tamu.edu/resources/oceanography-book/earthsystems.htm, com base em Earth System Science Committee (1988).

Os diversos componentes do sistema climático (Fig. I.1) podem ter suas características variando com o tempo e com o espaço, mas também podem

interagir entre si de maneira complexa e não-linear. Tais interações podem ser construtivas e diminuir a estabilidade do sistema, ou destrutivas e aumentar a estabilidade do sistema. Os processos de interação que desestabilizam o sistema são chamados mecanismos de *feedback* positivos, e aqueles que estabilizam o sistema climático são ditos mecanismos de *feedback* negativo (Bradley, 1999) (ver Figura I.2). *Feedback* é um processo no qual os resultados da operação de um sistema são utilizados como valores de entrada para a próxima operação (Whittow, 2000).

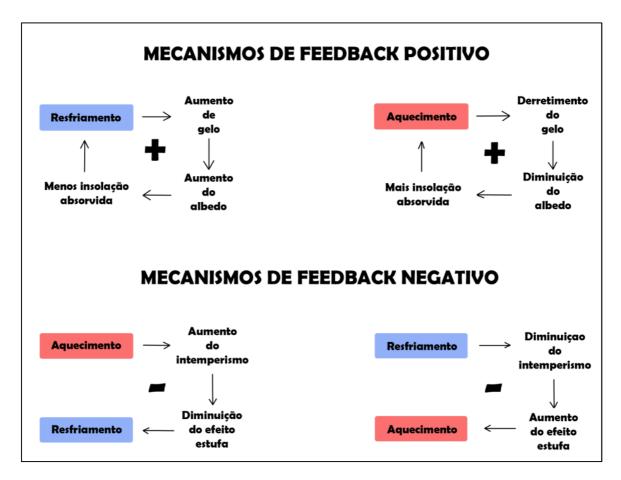


Figura I.2. Mecanismos de *feedback* positivo/negativo no sistema climático terrestre. (Adaptado de https://www.e-education.psu.edu/earth103/node/674).

I.1.2. Forçantes climáticas

I.1.2.1. Ciclos de Milankovitch

Os ciclos de *Milankovitch* compreendem variações na excentricidade, na obliquidade, e na precessão da órbita da Terra em torno do Sol (ver Figura 3.2 para valores dos parâmetros ao longo do Holoceno). Tais componentes da forçante orbital influenciam o clima na Terra (Figura I.3).

A órbita da Terra em torno do Sol é elipsoidal, com excentricidade mínima de 0,000055 e máxima de 0,0679. A variação da excentricidade orbital varia com período de 413.000 anos, em sua componente principal, e 95.000 e 125.000 anos, de maneira secundária. Com a variação do periélio e afélio devido ao ciclo de excentricidade, a radiação solar total que atinge a superfície terrestre e a duração das estações do ano também variam: quanto maior a excentricidade, maiores as diferenças sazonais (Berger *et al.*, 2006). O valor atual da excentricidade é de 0,017, enquanto que o periélio ocorre em 3 de janeiro e o afélio ocorre em 4 de julho.

A obliquidade da eclíptica, ou a variação da inclinação do eixo de rotação da Terra, ocorre na faixa de valores entre 22,1° e 24,5°, em ciclos com período de 41.000 anos. Quando a obliquidade aumenta, a diferença inter-hemisférica do total de insolação que atinge a superfície da Terra também aumenta, o que intensifica a sazonalidade, ou seja, verões mais quentes e invernos mais frios. Contudo, devido ao geóide terrestre, esses efeitos são intensificados com o aumento da latitude, e pouco sentidos na região equatorial. A obliquidade atual é de 23,44°, e se encontra em fase de decaimento.

O ciclo de precessão corresponde a variações na direção do eixo de rotação a cada 26.000 anos, e também a alterações na chamada "estrela do norte" (atualmente é a estrela Polaris, mas no final da última deglaciação era Vega). A principal consequência do ciclo precessional é a alteração na data de início e fim das estações do ano (por exemplo, há 6.000 anos atrás, o solstício do verão austral ocorria em 20 de março, enquanto que hoje ocorre em 21 de dezembro).

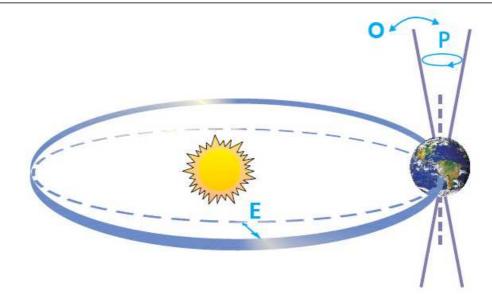


Figura I.3. Parâmetros orbitais de *Milankovitch*. "O" se refere à obliquidade do eixo de rotação da Terra; "E" corresponde a mudanças na excentricidade da órbita da Terra em torno do Sol; e "P" corresponde à precessão, ou variações na direção do eixo de rotação em relação à órbita da Terra em torno do Sol. Adaptado de http://ossfoundation.us/projects/environment/global-warming/milankovitch-cycles.

I.1.2.2. Variabilidade solar

Variações na atividade solar produzem efeitos no clima da Terra. Isso porque elas levam a mudanças na irradiância solar total (IST) que chega no topo da atmosfera terrestre. O ciclo de atividade solar melhor conhecido é o de manchas solares (Figura I.4), que possui período de 11 ou 22 anos e está relacionado a variações magnéticas no Sol (Ruddiman, 2008). Assim, a constante solar (fluxo de energia total integrado em todos os comprimentos de onda que chega no topo da atmosfera, atualmente igual a 1368 W/m²) pode ser afetada por essas variações e influenciar o clima na Terra. O aumento no número de manchas solares corresponde a um aumento na atividade solar e, portanto, incremento na constante solar.

Alguns períodos de mínima quantidade de manchas solar estiveram relacionados a climas frios (Eady, 1976), como os mínimos de Maunder (1654-1715 E.C.) e de Spörer (1450-1534 E.C.) que ocorreram durante a Pequena Idade do Gelo (1400-1700 E.C., Mann *et al.*, 2009).

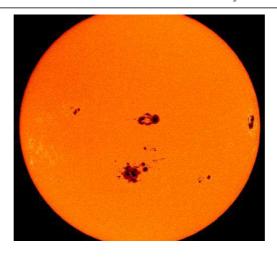


Figura I.4. Manchas solares. Imagem: NASA, extraído de http://www.crh.noaa.gov/fsd/?n=sunspots.

I.1.2.3. Vulcanismo

Uma erupção vulcânica injeta grandes quantidades de cinzas e gases na atmosfera. Em erupções do tipo explosivo (Figura I.5), em que a coluna envia rochas, poeira, gás e material piroclástico para altitudes superiores a 20 km (Ruddiman, 2008), o material expelido pelo vulcão entra na circulação atmosférica global e em pouco tempo atinge regiões distantes ao vulcão. A Figura I.6 resume os principais efeitos na atmosfera causados por uma erupção vulcânica, que são descritos na Tabela I.1 (Robock, 2000).

Contudo, apesar da grande quantidade de cinzas, CO₂, vapor d'água e outros gases injetados na atmosfera (McGee *et al.*, 1997), a formação de aerossóis derivados do enxofre expelido pela erupção tem maior impacto climático. Durante a erupção, dióxido de enxofre (SO₂) é expelido e convertido em ácido sulfúrico (H₂SO₄), que condensa e forma aerossóis derivados do enxofre. Esses aerossóis podem ter três efeitos: (i) aumentar a reflexão dos raios solares de volta ao espaço e causar resfriamento da superfície terrestre (Self *et al.*, 1981; Rampino e Self, 1982); (ii) aumentar a temperatura da estratosfera ao absorver onda longa emitida pela Terra; (iii) destruir ozônio estratosférico e contribuir com o buraco na camada de ozônio, ao alterar espécies de cloro e nitrogênio.



Figura I.5. Exemplo de erupção vulcânica explosiva: Monte Tavurvur, Papua Nova Guiné, em erupção no ano de 2014. Imagens: NY Daily News e FT Photo Diary (http://www.nydailynews.com/news/national/holy-smoking-toledos-tourists-capture-volcano-erupting-article-1.1930445 e http://blogs.ft.com/photo-diary/2014/08/mount-tarvurvur-eruption/).

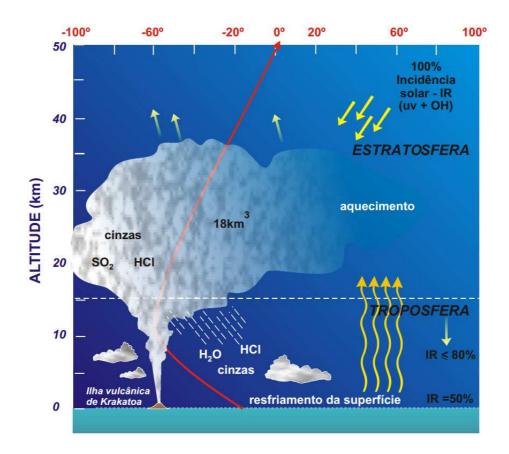


Figura I.6. Efeitos na atmosfera causados pela erupção do vulcão Krakatoa, em 1883, que causou resfriamento de 0,5°C na temperatura de superfície da Terra. Adaptado de Decifrando a Terra (Teixeira *et al.*, 2000).

Tabela I.1. Efeitos de erupções vulcânicas explosivas sobre o tempo e clima (Traduzido de Robock, 2000).

Efeito	Mecanismo	Início	Duração
Redução do ciclo diurno	Bloqueio de radiação de onda curta	Imediato	1-4 dias
	e emissão de onda longa		
Redução da precipitação	Bloqueio de radiação de onda curta,	1-3 meses	3-6 meses
tropical	redução da evaporação		
Resfriamento durante o	Bloqueio de radiação de onda curta	1-3 meses	1-2 anos
verão nos trópicos e			
subtrópicos do Hemisfério			
norte			
Aquecimento estratosférico	Absorção estratosférica de radiação	1-3 meses	1-2 anos
	de onda curta e onda longa		
Aquecimento continental no	Absorção estratosférica de radiação	6 meses	1-2
inverno do Hemisfério norte	de onda curta e onda longa,		invernos
	dinâmica		
Resfriamento global	Bloqueio de radiação de onda curta	Imediato	1-3 anos
Resfriamento global por	Bloqueio de radiação de onda curta	Imediato	10-100
múltiplas erupções			anos
Diminuição do ozônio,	Diluição, química heterogênea de	1 dia	1-2 anos
aumento da radiação	aerossóis		
ultravioleta			

Por exemplo, a erupção do *Tambora* na Indonésia, em 1815, resultou no que ficou conhecido como "o ano sem verão", em 1816. O clima ficou mais frio e úmido em praticamente todo o globo. Este evento inspirou Lord Byron a escrever o poema "*Darkness*" (Byron, 1816):

"(...)

The bright sun was extinguish'd, and the stars

Did wander darkling in the eternal space,

Rayless, and pathless, and the icy earth

Swung blind and blackening in the moonless air;

Morn came and went - and came, and brought no day,

(...)"

I.1.2.4. Efeito estufa

A constituição atual da atmosfera da Terra corresponde a 78% de nitrogênio, 21% de oxigênio e 1% de outros gases – não menos importantes. Deste 1%, 0,0397% corresponde ao dióxido de carbono (CO₂) que, depois do vapor d'água (cuja concentração na atmosfera varia muito com o local, mas pode chegar a 4%) é o principal gás do efeito estufa. O efeito estufa é essencial à vida na Terra, pois mantém a temperatura média do planeta em 15°C – caso contrário, esse valor seria em torno de ·15°C. Basicamente, os gases estufa (vapor d'água, CO₂, CH₄, N₂O) impedem que a radiação solar que foi refletida pela superfície da Terra escape de volta para o espaço (Figura I.7).

A concentração de CO₂ na atmosfera terrestre no período anterior à Revolução Industrial (1870 E.C.) era de 280 partes por milhão (ppm), e o aquecimento global observado desde o começo do século XX (e.g. IPCC, 2007) é em parte atribuído ao aumento da concentração deste gás para 397 ppm por fontes antropogênicas — o que aumentaria o efeito estufa. A atividade antropogênica também está relacionada a incrementos nas concentrações de CH₄ (de 700 para 1750 partes por bilhão por volume, ppbv) e N₂O (de 270 a 330 ppb) desde 1870 E.C. (e.g. IPCC, 2007).

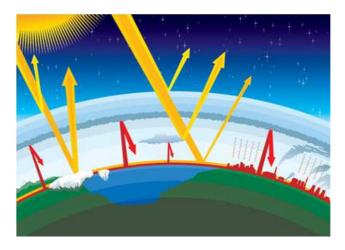


Figura I.7. Interação da radiação solar com a atmosfera terrestre. A radiação é refletida pela superfície, por plataformas de gelo e nuvens, e impedida de retornar ao espaço pelos gases do efeito estufa, como CO₂, CH₄ e vapor d'água. Fonte: Cultura Mix (http://meioambiente.culturamix.com/agricultura/impacto-do-efeito-estufa-na-agricultura).

Apesar do aumento de mais de 100 ppm em cerca de 150 anos, a concentração de CO₂ atmosférico já atingiu níveis muito mais elevados em épocas passadas. Durante o Cretáceo (cerca de 100 milhões de anos atrás), a temperatura média da Terra era pelo menos 10°C maior que a atual, e não haviam calotas polares. Tal condição climática é atribuída aos elevados níveis de CO₂ atmosférico durante esse período, que era maior que 4500 ppm (Bice e Norris, 2002).

I.1.3. Paleoclimatologia

A paleoclimatologia é o estudo do clima anterior ao período de medidas instrumentais (Bradley, 1999), e utiliza registros *proxy* como dados indicadores de climas passados. Tais registros devem ser datados com acurácia para permitir a localização da informação climática no tempo. Nesta seção, alguns tipos de registros *proxy* serão brevemente descritos, assim como o método de datação por carbono 14 (14C), utilizado para a maior parte dos registros pertencentes ao Holoceno.

I.1.3.1. Proxies

Dado que a maioria das medições instrumentais de variáveis climáticas teve início após a Revolução Industrial (ca. 1870 E.C.), o estudo de climas passados seria praticamente impossível não fossem as reconstruções paleoclimáticas. Os métodos de reconstrução paleoclimática podem variar desde medições não processadas (e.g. medida da concentração de gases em bolhas de ar preservadas em testemunhos de gelo), registros históricos, até valores indiretos, a partir de registros *proxy*.

De acordo com definição do IPCC, "um indicador climático *proxy* é um registro local, interpretado utilizando princípios físicos ou biofísicos para representar alguma variação relacionada ao clima no passado" (IPCC, 2001).

Dentre os arquivos paleoclimáticos mais utilizados podemos citar:

assembleias de pólen, análise de isótopos estáveis e elementos-traço em foraminíferos, corais e espeleotemas, análise geoquímica do solo, sedimentos lacustres, análise de matéria orgânica, anéis em árvores, testemunhos de gelo, etc. No entanto, como todo tipo de medida, tais registros possuem incertezas associadas, que dependem de cada tipo de proxy. A incerteza do registro proxy pode estar relacionada com um fator isolado, como fatores físicos, químicos, ambientais e/ou biológicos, ou a combinação deles (Hillaire-Marcel e deVernal, 2007).

Limitações como inércia climática e dependência espectral também devem ser levadas em consideração ao utilizar registros *proxy*. Dados de vegetação, como assembleias polínicas podem demorar pelo menos 25±15 anos para responder a mudanças climáticas abruptas na Bacia Cariaco, Venezuela (Hughen *et al.*, 2004). A baixa taxa de sedimentação em sedimentos marinhos normalmente se reflete na baixa resolução temporal (> 1000 anos) (Bradley, 1999).

I.1.3.1.1. Paleotemperatura a partir de foraminíferos

Geralmente, a transferência entre o parâmetro mensurável no arquivo paleoclimático e a variável ambiental de interesse é executada por meio de calibrações e funções de transferência. O estudo de isótopos de oxigênio em foraminíferos (exemplos de foraminíferos na Figura I.8), por exemplo, que teve sua origem nos estudos de Urey e Emiliani (Urey, 1947; Emiliani, 1955), aponta a razão entre o isótopo mais pesado (18O) e o mais leve (16O) como um importante proxy para as propriedades físicas da água do mar. A temperatura da superfície do mar, por exemplo, poderia ser inferida por meio de funções de transferência e equações de paleotermometria, baseadas em padrões, como VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) e VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

O *proxy* para razão isotópica de oxigênio é obtido por comparação entre a razão isotópica da amostra com a razão isotópica dos padrões, ou seja,

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{amostra}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{padrão}} - 1\right) x 1000$$
 (I.1)

A razão δ^{18} O da água de superfície do mar, com unidades em permil (‰), reflete as condições do balanço hidrológico, ou seja a salinidade de superfície. Desta forma, foram desenvolvidas equações que derivam o δ^{18} O da água a partir de valores medidos, como o δ^{18} O de testas calcáreas. Por exemplo, a equação de Bemis *et al.* (1998), utilizada para águas superficiais tropicais, pode ser escrita como:

$$\delta^{18}O_{\acute{a}gua} = 0.27 + \left(\frac{T - 16.5 + 4.8x \delta^{18}O_{calcita}}{4.8}\right)$$
 (I.2)

onde *T* é a temperatura derivada, por exemplo, da razão Mg/Ca da amostra, e 0,27 é um fator de conversão de unidade padrão de calcita (PDB) para unidade padrão de água do mar (SMOW) (Rosenthal, 2007).

A temperatura derivada da razão Mg/Ca em testas de foraminíferos pode ser obtida pela seguinte equação de calibração:

$$\frac{Mg}{Ca} = Be^{AT} \tag{I.3}$$

onde a razão Mg/Ca é dada em mmol/mol, a constante exponencial A indica o efeito da temperatura na razão Mg/Ca, e a constante pré-exponencial B depende da espécie analisada (Rosenthal, 2007).

Os processos descritos acima acrescentam erros ao resultado final, por serem métodos indiretos. Também devem ser levadas em conta modificações no indivíduo analisado e em seu ambiente durante sua vida, e após sua morte. Ainda, variações morfológicas entre indivíduos também são relevantes (Hemleben *et al.*, 1988; Tappan e Loeblich, 1988).

A variabilidade de espécies, diferenças em tamanho e formato, condições de dissolução da calcita no ambiente marinho após a morte do indivíduo, fragmentação das testas, variações no ciclo biogeoquímico, dentre outros, são alguns dos fatores limitantes deste tipo de *proxy* (Kucera, 2007). O conhecimento

das limitações de cada *proxy* é essencial na utilização apropriada de registros paleoclimáticos, de maneira a não interpretar erroneamente as informações por eles fornecidas.

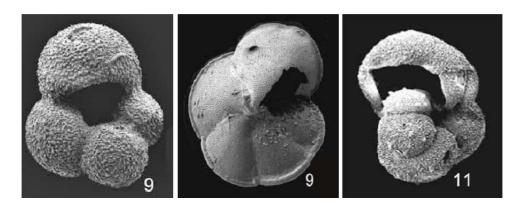


Figura I.8. Exemplos de foraminíferos encontrados na região da América do Sul. Espécies, na sequência: *Globigerina bulloides*, *Globorotalia ungulata*, *Hastigerina pelagica*. Fonte das imagens: Foraminifera gallery (http://www.foraminifera.eu/).

I.1.3.1.2. Paleotemperatura a partir de alquenonas

O fitoplâncton marinho também pode fornecer informações sobre paleotemperatura. O cocolitoforídeo *Emiliania huxleyi* (Figura I.9) apresenta aumento de produção de alquenonas não-saturadas (cetonas) em suas membranas com a diminuição da temperatura da água (Bradley, 1999). As alquenonas de longa cadeia presentes nas células da *E. huxleyi* podem conter 37, 38 ou 39 átomos de carbono não-saturadas. O índice de saturação é definido por:

$$U^{k'}_{37} = \frac{C_{37:2}}{C_{37:2} + C_{37:3}}$$
 (I.4)

Os valores de $U^{k'}_{37}$ geralmente variam entre 0,2 e 0,98. Define-se a relação empírica entre $U^{k'}_{37}$ e temperatura (em °C) como:

$$T = \frac{U^{k'}_{37} - 0.039}{0.034} \tag{I.5}$$

Quando comparado com o método de isótopos de oxigênio em foraminíferos, o método de alquenonas apresenta as seguintes vantagens (Bradley, 1999; Sachs et al., 2000; Herbert, 2003): (i) estimativa direta da temperatura do oceano próximo à superfície; (ii) as alquenonas não se degradam significativamente, e não são influenciadas por variações isotópicas ou em salinidade; (iii) ampla faixa latitudinal e de profundidade de ocorrência da *E. huxleyi;* (iv) fácil medição.

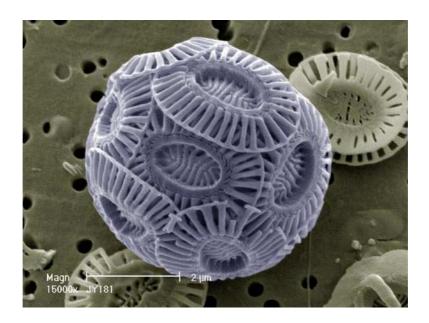


Figura I.9. Cocolitoforídeo *E. huxleyi*. Fonte da imagem: Portal to protistology (http://protozoa.uga.edu/portal/coccolithophores.html).

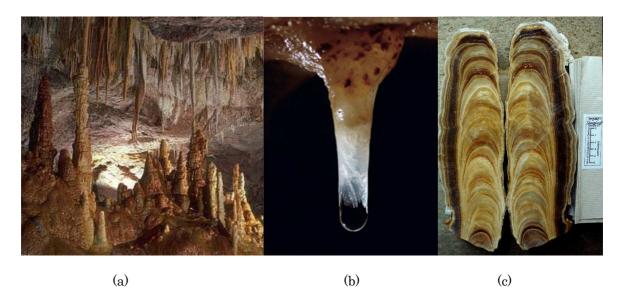
Dentre as incertezas, pode-se citar (Sachs et al., 2000; Herbert, 2003):

- produtores de alquenonas podem variam em profundidade, e sazonalmente
 em abundância;
- a produção de alquenonas pode variam também com a taxa de crescimento da alga, independentemente da temperatura;
- a mistura e a advecção no oceano podem introduzir alquenonas alóctonas,
 além de suavizar o sinal de temperatura e introduzir desvios temporais;
- o processo de degradação das alquenonas pode alterar sua insaturação e razão isotópica.

I.1.3.1.3. Razões isotópicas em espeleotemas

Espeleotemas (Fig. I.10c) são formações minerais em cavernas (Fig. I.10a) resultantes de percolação da água através de rocha carbonática. São compostos por carbonato de cálcio (CaCO₃) precipitado em ambientes de caverna supersaturados em relação à calcita ou à aragonita (Bradley, 1999; Lauritzen e Lundberg, 1999).

Dentro da caverna, a temperatura do ar e da rocha estão em equilíbrio térmico, e essa temperatura é muito próxima à média anual da superfície logo acima. Com a perda de CO₂ por deposição de calcita a partir da água percolada, há o fracionamento dos isótopos de oxigênio (Bradley, 1999). Como a água de gotejamento (Fig. I.10b) é modificada em superfície por condições de tempo, biosfera, condições do solo e localização geográfica, assume-se que as condições dentro da caverna estejam em equilíbrio, de maneira que a composição traço e isotópica da calcita seja função das condições externas *acima* da caverna (Lauritzen e Lundberg, 1999).



(a) (Fonte: UCLA-SIMS. I.10. Espeleotemas em uma caverna http://sims.ess.ucla.edu/Research/Paleoclimatology.php); (b) gotejamento espeleotema (Fonte: Cristal Cave, http://acoolcave.com/speleothems.html); e (c) seção (Fonte: University transversal de um espeleotema of Georgia, http://www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/).

A interpretação das razões isotópicas em espeleotemas não é trivial. Para a razão isotópica do oxigênio (δ¹8O), destacam-se: (i) efeito de volume de gelo, que corresponde a variações na composição isotópica da água do oceano em transições glacial/interglacial devido ao aumento/diminuição do volume de gelo; e (ii) efeito da composição da água de chuva, dado por variações isotópicas que refletem o deslocamento da massa de ar desde o local de evaporação até o local onde ocorreu a chuva (Laurtitzen e Lundberg, 1999).

A análise da razão isotópica de carbono (δ^{13} C) é ainda mais complexa. Alguns processos que podem alterar o δ^{13} C são os caminhos fotossintéticos (C_3/C_4), a atividade biológica, espessura da base rochosa, chuva, e a taxa de gotejamento na caverna.

As vantagens do uso de espeleotemas como registro proxy são (i) complementação à registros marinhos e testemunhos de gelo, por ser tratar de depósitos terrestres, (ii) mecanismos de crescimento sensíveis ao clima externo, (iii) o ambiente fechado da caverna favorece a preservação do registro por longos períodos de tempo; e (iv) espeleotemas possuem cronologia precisa e absoluta obtida por datação por séries de urânio (Laurtitzen e Lundberg, 1999). Contudo, variações temporais em escala secular e milenar podem ocorrer nos registros de espeleotemas devido a desvios de longo prazo nas fontes de umidade, mudanças no volume continental de gelo durante glaciações e deglaciações, e alterações na diferença de temperatura entre a superfície do oceano na fonte do vapor e na região da caverna (McDermott, 2004), além do "amount effect", representado por correlação negativa entre δ^{18} O e a quantidade de precipitação — este efeito é encontrado durante todo o ano em regiões tropicais e durante o verão em latitudes médias (Dansgaard, 1964).

I.1.3.1.4. Sedimentos lacustres

A alta taxa de sedimentação em lagos fornece registros climáticos de alta resolução. As respostas climáticas de um lago variam de uma bacia para a outra e dependem da hidrologia e geomorfologia local. O nível de um lago situado próximo a um rio varia menos do que o que se se situa distante de um corpo

fluvial. A concentração de organismos bentônicos é um bom indicativo de nível do lago, pois quando este baixa, áreas mais rasas avançam para o centro do lago, fazendo com que a quantidade desses organismos aumente em direção ao centro (Fritz, 2008).

Sedimentos inorgânicos alóctonos (de origem externa) também podem fornecer informações paleoambientais por meio de análise de geoquímica sedimentar, variações no tamanho dos grãos, propriedades magnéticas, etc. (Bradley, 1999).

I.1.3.1.5. Pólen

Este é um *proxy* utilizado principalmente para reconstrução de temperatura e umidade, associando as espécies e famílias encontradas nos sedimentos com biomas dependentes de determinadas condições climáticas. No caso de assembleias polínicas, pode-se citar como fatores limitantes: a escassez de bibliografia sobre a vegetação do local de coleta, a escolha adequada da técnica de preparo das amostras, a introdução de material exótico – que não deve ser de espécie presente na amostra, a dificuldade na identificação de pólen e palinomorfos, a ocorrência de quantidade mínima significativa de determinada espécie, dentre outros.

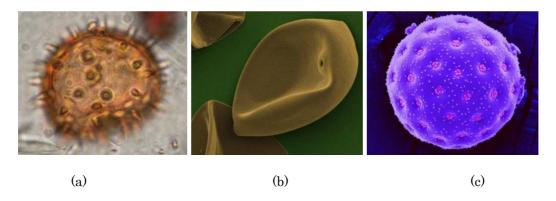


Figura I.11. Exemplos de pólen. (a) Gênero Mauritia (buritizeiro, família Arecaceae, fonte: Planet Earth Online, http://planetearth.nerc.ac.uk/features/story.aspx?id=1617); (b) Zea mays (milho, família Poaceae, fonte: Paleo Ecology – FIT, http://research.fit.edu/paleolab/valencia.php); e (c) Chenopodium quinoa (quinoa, família Amaranthaceae, fonte: Paleo Ecology – FIT, http://research.fit.edu/paleolab/valencia.php).

I.1.3.2. Datação por radiocarbono

O fator limitante comum a todos os tipos de *proxy* é a datação das amostras. A datação é necessária para situar a amostra no tempo; assim, quanto maior o número de amostras datadas, melhor a confiabilidade das informações contidas no registro paleoclimático. Para registros geológicos recentes (idades menores que 40.000 anos), utiliza-se com frequência a técnica de datação por radiocarbono, que será brevemente descrita a seguir.

A atmosfera da Terra, rica em nitrogênio, é constantemente bombardeada por raios cósmicos de alta energia. A reação destes raios cósmicos com o nitrogênio e o oxigênio produz nêutrons. Esta reação pode ser escrita como:

$$^{14}C + n \rightarrow ^{14}C + p$$
 (I.6)

Pela equação (I.6), nota-se que tal reação entre nêutrons e o nitrogênio atmosférico produz ¹⁴C radioativo mais um próton. Assim, esta é uma importante fonte de ¹⁴C na atmosfera. Por ser radioativo, o ¹⁴C decai para ¹⁴N com constante de decaimento igual a 1,2x10⁻⁴ ano⁻¹. No entanto, antes disso, o ¹⁴C se mistura na atmosfera com o ¹²C, que é estável, e é incorporado nos tecidos e materiais biogênicos primeiramente pelo processo de fotossíntese e posteriormente por predação. Com a morte do organismo, o equilíbrio isotópico de carbono com a atmosfera é interrompido, e a data de sua morte fica registrada – em termos isotópicos (Albarède, 2009).

Desta forma, a razão ¹⁴C/¹²C irá fornecer a idade de indivíduos ou matéria orgânica que contenha carbono, como madeira ou fósseis carbonáticos. Como o isótopo ¹²C é estável e o isótopo ¹⁴C é radioativo, o segundo irá diminuir com o tempo (mais precisamente, metade de sua quantidade original será perdida pela amostra a cada ~5780 anos), e a razão isotópica também irá diminuir ao longo do tempo. Assim, quanto menor a razão ¹⁴C/¹²C, mais velha é a amostra (Ruddiman, 2008; Albarède, 2009).

Algumas limitações do método de datação por ¹⁴C (Albarède, 2009):

- Contaminação atmosférica de ¹⁴C por queima de combustíveis fósseis;
- Contaminação da atmosfera, superfície e oceanos por ¹⁴C derivados de

explosões nucleares até a década de 1970;

 Variação da atividade solar, que modula a quantidade e intensidade da radiação cósmica recebida pela Terra, responsável pela reação que produz ¹⁴C.

De maneira a corrigir – em parte – os efeitos causados por tais limitações, atualmente utiliza-se a contagem de anéis de árvores, ou o método de Tório-230 em corais, para calibrar a escala temporal de ¹⁴C. O método de contagem de anéis de crescimento de árvores se utiliza de indivíduos muito antigos, como pinheiros californianos ou carvalhos alemães (Fig. I.12). A seção radial dessas árvores irá revelar pares de bandas mais escuras e mais claras, que correspondem ao seu crescimento sazonal, onde cada par contendo uma banda clara e uma escura representa um ano de crescimento (Bradley, 1999). De maneira similar, camadas de CaCO₃ observadas em corais antigos fornecem registros sazonais e anuais de idade do indivíduo (Ruddiman, 2008; Albarède, 2009).



Figura I.12. Anéis de crescimento em árvores (carvalhos – EUA). Idades: (a) 1772-1871 E.C.; (b) ~ 3950 anos A.P. Fonte: University of Missouri, http://mizzoumag.missouri.edu/2013/05/if-trees-could-talk/.

I.1.3.3. Simulação numérica em paleoclimatologia

Simulações numéricas do clima são ferramentas importantes para se relacionar causa e efeito em climas passados (Jansen *et al.*, 2007). Desta maneira, a modelagem numérica pode ser utilizada para testar se mudanças climáticas observadas estão consistentes com a teoria física existente, e verificar

se a sensibilidade de um modelo à determinada forçante é realística ao ponto de torná-la confiável (Schmidt, 2010).

O Holoceno médio (6.000 anos A. P.) foi um dos primeiros períodos a serem investigados por meio de simulações climáticas (Kutzbach, 1981). O objetivo era testar a influência da forçante orbital nas bandas de precipitação tropicais. Desde então, grupos de investigação baseados em registros paleoclimáticos e modelos numéricos, como o Cooperative Holocene Mapping Project (COHMAP, COHMAP Members, 1988) e o Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP, e.g. Braconnot *et al.*, 2012) determinam períodos-chave de estudo de climas passados baseados em prioridades que contribuam para a redução de incertezas (Schmidt, 2010).

Um exemplo é o último milênio (850-1850 Era Comum, E.C.), período em que a variabilidade interna e forçada do clima da Terra não era influenciado significativamente por forçante antropogênica (Schmidt, 2010), mas sim por forçante solar, e principalmente vulcânica. No Holoceno inferior, o "evento 8,2 mil anos A.P." correspondeu a uma mudança climática abrupta que coincidiu com um pulso de água doce de 2,5-5 Sv no Atlântico Norte, e que afetou a circulação de todo o Atlântico. Portanto, este período também se torna alvo de investigação da modelagem paleoclimática (Schmidt, 2010).

Para testar a resposta das simulações paleoclimáticas, utiliza-se uma simulação dita controle como comparação. A simulação controle é forçada por condições pré-industriais, que são mantidas constantes ao longo do experimento, de maneira a reproduzir a variabilidade interna do sistema climático. Assim, ao compará-la com uma simulação de clima passado, espera-se que a diferença entre os experimentos corresponda à resposta do sistema climático às forçantes externas impostas.

Referências bibliográficas

BEMIS, B. E.; SPERO, H. J.; LEA, D. W. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations. **Paleoceanography**, v. 13, p. 150-160, 1998.

BERGER, A.; LOUTRE, M. F.; MÉLICE, J. L. Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. **Climate of the Past**, v. 2, p. 131-136, 2006.

BICE, K. L.; NORRIS, R. D. Possible atmospheric CO₂ extremes of the middle Cretaceous (late Albian-Turonian). **Paleoceanography**, v. 17, n. 4, 1070, 2002.

BRACONNOT, P. *et al.* Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. **Nature Climate Change**, v. 2, p. 417-424, 2012.

BRADLEY, R. S. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. Academic Press, San Diego, pp. 610, 1999.

COHMAP MEMBERS. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. **Science**, v. 241, p. 1043-1052, 1988.

DANSGAARD, W. Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 16, n. 4, p. 436-468, 1964.

EADY, J. A. The Maunder Minimum. Science, v. 192, n. 4245, p. 1189-1202, 1976.

EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, v. 63, p. 538-578, 1955.

FRITZ, S. C. Deciphering climatic history from lake sediments. **Journal of Paleolimnology**, v. 39, p. 5-16, 2008.

HEMLEBEN, C.; SPINDLER, M.; ANDERSON, O. R. Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, New York, 1988.

HERBERT, T. D. Alkenone paleotemperature determinations. **Treatise on Geochemistry**, p. 391-432, 2003.

HILLAIRE-MARCEL, C.; DE VERNAL, A. Methods in late Cenozoic paleoceanography: an introduction. In: Proxies in late Cenozoic paleoceanography – Developments in marine geology. [Hillaire-Marcel, C.; De Vernal, A. (eds.)].

Elsevier, p. 1-15, 2007.

HUGHEN, K. A. *et al.* Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. **Science**, v. 304, p. 1955-1959, 2004.

IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Houghton, J. T. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, New York, USA, pp. 881, 2001.

_____. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Core Writing Team, Pachauri, R. K.; Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 104, 2007.

JANSEN, E. et al. Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 497, 2007.

KUCERA, M. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Proxies in late Cenozoic paleoceanography – Developments in marine geology. [Hillaire-Marcel, C.; De Vernal, A. (eds.)]. Elsevier, p. 213-262, 2007.

KUTZBACH, J. E. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. **Science**, v. 214, n. 4516, p. 59-61, 1981.

LAURITZEN, S.-E.; LUNDBERG, J. Speleothems and climate: a special issue of the Holocene. **The Holocene**, v. 9, p. 643-647, 1999.

LAWTON, J. Earth System Science. Science, v. 15, p. 1965, 2001.

MANN, M. E. *et al.* Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. **Science**, v. 326, p. 1256-1260, 2009.

MASSON-DELMOTTE, V. et al. Information from paleoclimate archives. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Stocker, T. F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, p. 383-

464, 2013.

MCDERMOTT, F. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. **Quaternary Science Reviews**, v. 23, p. 901-918, 2004.

MCGEE, K. A. *et al.* Impacts of volcanic gases on climate, the environment, and people. U.S. Geological Survey Open-file Report 97-262, 1997.

RAMPINO, M. R.; SELF, S. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact. **Quaternary Research**, v. 18, p. 127-143, 1982.

ROBOCK, A. Volcanic eruptions and climate. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 2, p. 191-219, 2000.

ROSENTHAL, Y. Elemental proxies for reconstructing Cenozoic seawater paleotemperatures from calcareous fossils. In: Proxies in late Cenozoic paleoceanography — Developments in marine geology. [Hillaire-Marcel, C.; De Vernal, A. (eds.)]. Elsevier, p. 765-797, 2007.

RUDDIMAN, W. F. Earth's climate: past and future. W. H. Freeman & Company, USA, 2nd ed., pp. 465, 2008.

SACHS, J. P. *et al.* Alkenones as paleoceanographic proxies. **Geochemistry**, **Geophysics**, **Geosystems**, v. 1, pp. 13, 2000.

SCHMIDT, G. A. Enhancing the relevance of palaeoclimate model/data comparisons for assessments of future climate change. **Journal of Quaternary Science**, v. 25, p. 79-87, 2010.

SELF, S.; RAMPINO, M. R.; BARBERA, J. J. The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 11, p. 41-60, 1981.

TAPPAN, H.; LOEBLICH, A. R. Foraminiferal evolution, diversification and extinction. **Journal of Paleontology**, v. 62, p. 695-714, 1988.

TEIXEIRA, W. et al. **Decifrando a Terra**. Oficina de Textos, São Paulo, pp. 588, 2008.

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. Journal of the

Chemical Society, v. 1947, p. 562-581, 1947.

WHITTOW, J. **The Penguim Dictionary of Physical Geography**. Penguim, 2nd ed., London, United Kingdom, 2000.





OPEN

SUBJECT AREAS:
ENVIRONMENTAL
SCIENCES
PALAEOCLIMATE

Received 21 March 2014

Accepted 27 May 2014

Published 13 June 2014

Correspondence and requests for materials should be addressed to I.W. (wainer@usp.br)

Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy

Ilana Wainer¹, Luciana Figueiredo Prado¹, Myriam Khodri² & Bette Otto-Bliesner³

¹Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 05508-120, Brazil, ²Sorbonne Universités (UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN Laboratory, 4 place Jussieu, F-75005 Paris, France, ³Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado 80307, USA.

Climate indices based on sea surface temperature (SST) can synthesize information related to physical processes that describe change and variability in continental precipitation from floods to droughts. The South Atlantic Subtropical Dipole index (SASD) is based on the distribution of SST in the South Atlantic and fits these criteria. It represents the dominant mode of variability of SST in the South Atlantic, which is modulated by changes in the position and intensity of the South Atlantic Subtropical High. Here we reconstructed an index of the South Atlantic Ocean SST (SASD-like) for the past twelve thousand years (the Holocene period) based on proxy-data. This has great scientific implications and important socio-economic ramifications because of its ability to infer variability of precipitation and moisture over South America where past climate data is limited. For the first time a reconstructed index based on proxy data on opposite sides of the SASD-like mode is able to capture, in the South Atlantic, the significant cold events in the Northern Hemisphere at 12.9–11.6 kyr BP and 8.6–8.0 ky BP. These events are related, using a transient model simulation, to precipitation changes over South America.

recipitation in South America associated with the South American Monsoon system (SAMS) has been the subject of extensive investigation since the 1980s, having become a major field of climate-related research¹. Many processes are responsible for its variability from time-scales ranging from diurnal to decadal including intensity, timing of onset/demise and spatial extent². One of the forcings that has been recognized as an important player in understanding the variability of the SAMS at seasonal, interannual-to-decadal time scales has been the pattern of sea surface temperature (SST) anomalies of the South Atlantic Ocean³. The extent of their influence is still under debate considering that at the same time, SAMS has also been strongly linked to El Niño Southern Oscillation-related (ENSO) SST variability⁴. Nonetheless, it is possible to remove the ENSO signal from the SAMS and the remaining South Atlantic Subtropical Dipole (SASD) SST mode can still explain ca. 20% of its variance⁵.

The SASD has a dipole structure oriented in the northeast-southwest direction linked to changes in winds and sea level pressure $(SLP)^{6-8}$. The Northeastern $Pole^7$ is the area of the South Atlantic (north of ca. 30° S) limited by the Equator. It usually has the opposite sign of the Southwestern $Pole^7$ (south of ca. 30° S) with southern limit at 50° S. This SST dipole-like pattern is positive when its phase consists of negative anomalies in the Northeastern Pole and positive anomalies in the Southwestern Pole and vice-versa for the negative phase⁷. It is possible to formulate an index for the SASD by subtracting the area-average SST of the Northeastern Pole from the Southwest Pole. This index can then be associated to precipitation variability over the continent.

In the Southern Hemisphere (SH), and particularly for the South Atlantic region, there is little evidence of Holocene millennial-scale events associated with cooler climate in the Northern Hemisphere (NH)⁹. Analysis of available proxy records for South America reveal, at the timing of these NH cold events, drier conditions in the equatorial region¹⁰ and wetter conditions in the Andes¹¹ and central-eastern and southeastern Brazil¹². In the South Atlantic Ocean, Mg/Ca SST records from the southwestern coast of Africa (25.3°S; 13.1°W)¹³ are consistent with the variability of the δ^{18} O GISP2 record¹⁴, while the foraminifera-derived SST from the western South Atlantic (25.5°S; 45.12°W)¹⁵ follows the Antarctic Dome C variability¹⁶. Both have equivalent linear age-models



and confirm the presence of the Younger Dryas and a cooling event lasting from 8600-8000 years Before Present (yr BP) at both zonal boundaries of the subtropical South Atlantic. In the central South Atlantic (37.24° S; 12.28° W)¹⁷, enhanced precipitation is linked with increased SST during the NH cold events.

The mechanisms of this relationship between Holocene abrupt climatic events in the South Atlantic SST and precipitation in South America are still unknown. Therefore, considering the strong relationship between the SASD and changes in the South Atlantic SST patterns, we reconstruct a SASD-like index for the Holocene using both proxy- and model-based approaches. We present for the first time a SASD-like index that is able to capture in the South Atlantic Basin the significant Holocene cold events observed in the NH and relate it with precipitation in South America for the last 12 kyr. It should be noted that the SASD is an inter-annual climate mode that starts to develop in austral spring, peaks in the summer, and decays in fall. Therefore, the variability associated with the SASD discussed in this paper is regarded as SASD-like variability.

Results

The location of the proxy records used here is shown in Fig. 1a. From the proxy reconstruction of the SASD-like index (SASD $_{PROXY}$, Fig. 2) we can see that the SASD $_{PROXY}$ variability changes along the Holocene (for details of SASD-like index computation, see Methods Section) with higher-frequency behavior in the very early-Holocene (12–10 kyr BP) and very late Holocene (last 1 kyr). SASD $_{PROXY}$ also confirms the cold events observed in the NH with the same sign⁹.

It should be noted that even though the location of the western Atlantic core is at the edge of the sign change in the spatial pattern of the SASD-like mode, when SST_{WEST} obtained from the LaPAS-KF02¹⁵ core is plotted against SST_{EAST} from the Eastern Atlantic core ODP-1084B¹³ the out-of-phase relationship of the SASD-mode is obtained. The time series were normalized by their standard deviation (Fig. 1b); the out-of-phase relationship that emerges suggests the influence of a SASD-like mode.

SASD_{PROXY} and SASD_{REC} (SASD-like index model-based reconstruction, see Methods Section) are shown in Fig. 3 together with the net solar flux and December insolation at 30° S. We see that SASD_{PROXY} is in excellent agreement with SASD_{REC}. Both confirm for the South Atlantic the periods of rapid cooling associated with melt water pulses in the early Holocene, which include significant NH cold events (e.g. Younger Dryas and the response to the melt water pulse in 9-8 kyr). Both indices show a stable mid-Holocene period and a late Holocene peak. While the variability of the early Holocene is primarily driven by melt water discharge and changes in the ocean circulation, the late Holocene is thought to be driven predominantly by the solar forcing^{9,18}

The time series for the three different formulations of the model-obtained SASD index are shown in Fig. 4. $SASD_{AVG}$ was calculated from area-averaged SST and $SASD_{EOF}$ was derived from the Principal Component of the 2^{nd} EOF mode (see Methods Section).

The correlation coefficient (significant at 95% confidence level) between $SASD_{REC}$ and $SASD_{AVG}$ is 0.79 while that between $SASD_{EOF}$ and $SASD_{AVG}$ is 0.67. Therefore, for the last 12 kyr our $SASD_{REC}$ index can be related to the EOF mode of SST in the South Atlantic, which is equivalent to the $SASD_{AVG}$ approach⁷.

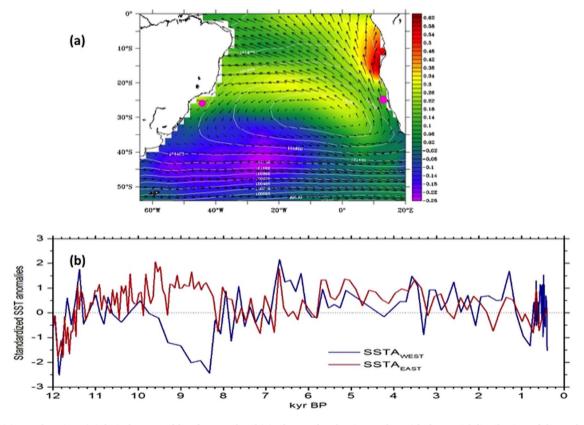


Figure 1 | (a) Core locations (pink circles, see Table 1 for core details) in the South Atlantic together with the spatial distribution of climatological mean sea level pressure and winds over the spatial representation of the spatial variability for Present Day through Empirical Orthogonal Function analysis (EOF). Shading colors refer to modern SST dominant (1st) EOF spatial mode from National Oceanic and Atmospheric Administration National Climatic Data Center Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures, NOAA NCDC ERSST³⁴. Contours are sea level pressure (Pa) 30 years climatology (1961–1990) with associated climatological wind (m/s) vectors superimposed. Both data locations are affected by changes in the Subtropical High system. (b) Annual mean SST time-series normalized by the standard deviation obtained from core LaPAS-KF02¹⁵ in the western Atlantic (blue, SSTA_{WEST}) and from core ODP-1084B¹³ in the eastern Atlantic (SSTA_{EAST}). Figure created with Ferret software.



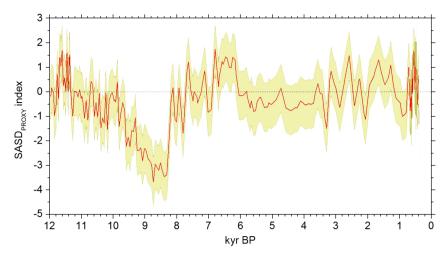


Figure 2 | South Atlantic Subtropical Dipole proxy-reconstructed index (SASD_{PROXY}) for the last 12 kyr (red line). The index was obtained by subtracting the standardized SST anomalies obtained from the Mg/Ca-derived SST record of the Northern Cape Basin¹³ from foraminifera-based SST record at the southeastern Brazilian Continental upper slope¹⁵ (Fig. 1b). See Table 1 for more details on the proxy records. Yellow shaded area corresponds to one standard deviation. Figure created with Origin software.

Discussion

Since $SASD_{REC}$ is able to confirm the variability and changes of $SASD_{PROXY}$, we can derive the relationship between South Atlantic SST and precipitation in South America during the Holocene. Speleothem records from central-eastern Brazil are able to associate wetter conditions to the NH cold event of 8.6-8.0 kyr BP and 4.8-4.5 kyr BP¹². Data from a speleothem record in Northeastern

(NE) Brazil¹⁹ indicate wetter conditions at 2.8 kyr BP. On the other hand speleothem records at different latitudes in Southeastern (SE) and Southern Brazil²⁰ do not confirm the NH cold events. In fact, what we see are opposite conditions for the Younger Dryas (drier in SE and wetter in Southern Brazil) which agrees with SASD_{PROXY}.

Using the transient model results 21 , we show in Fig. 5 the time series of the SASD_{REC} superimposed on the time series of NE

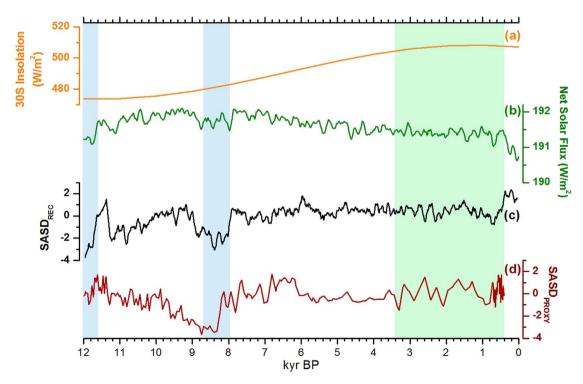


Figure 3 | Variability of the reconstructed SASD index compared to the transient-model reconstructed SASD and the solar irradiance and solar insolation. From the bottom to the top: (d) red curve is the standardized SST from proxy reconstructed SASD index (SASD_{PROXY}, i.e. Fig. 2) reproduced here for comparison with the (c) SASD index reconstructed from the transient model results²³, represented by black curve (SASD_{REC}). This index takes into account the exact location of the proxy-based SST data and follows its variability. The Younger Dryas and 8.6-8.0-kyr Northern Hemisphere cold events and the higher frequency variability in the late Holocene (marked by the blue and green vertical shading, respectively) are particularly noticeable. The green curve (b) shows the reconstructed solar irradiance from the model (W/m²); and (a), on the top in orange is the insolation for the month of December at 30° S³⁷ (W/M²). We can see that the solar irradiance accounts for the higher frequency variability of the SASD_{PROXY} from 4 kyr to 0 kyr which is confirmed by the SASD_{REC}. The early Holocene is dominated by the fresh-water discharge, which coincided with a weaker solar insolation⁹. Figure created with Origin software.



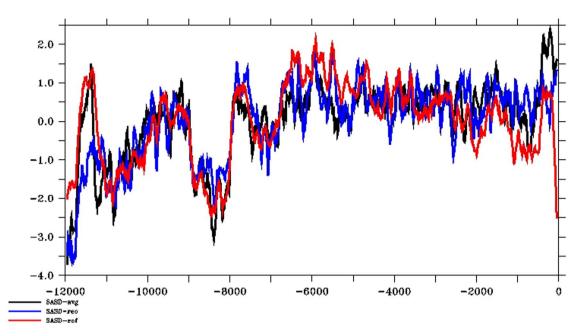
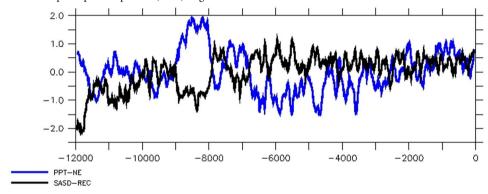


Figure 4 | Time series for the different formulations of the SASD index based on the transient model for the past 12 kyr – see Methods Section. Black line corresponds to the $SASD_{AVG}$, blue line corresponds to the $SASD_{REC}$, and red line corresponds to the time series of the $SASD_{EOF}$, which is the associated time series of the 2nd principal component (EOF). Figure created with Ferret software.



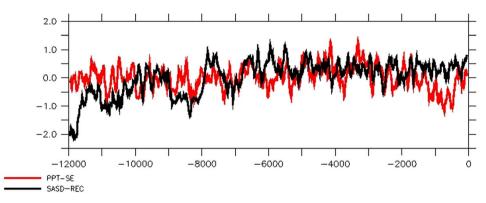


Figure 5 | Relationship between precipitation in Northeastern and Southeastern Brazil with the South Atlantic Subtropical Dipole index. $SASD_{REC}$ (blue solid line) and standardized precipitation-model anomalies in the last 12 kyr for (a) Northeastern Brazil (PPT-NE: 8°S-50°W, black solid line), and (b) Southeastern Brazil (PPT-SE: 30°S-55°W, red solid line). The regions were chosen according to the spatial variability pattern of modern day observed precipitation over South America. We see that the relationship between the South Atlantic Subtropical Dipole and the precipitation series from the two regions in Brazil have different behavior: PPT-NE shows a consistent out-of phase relationship which is not observed with PPT-SE indicating that there are other possible large-scale influences on the regional precipitation such as the ENSO signal. Figure created with Ferret software.



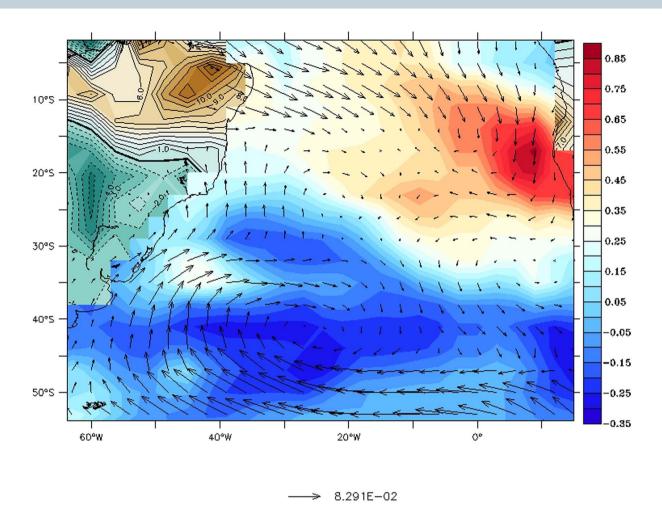


Figure 6 | Composite differences between SASD_{AVG} negative and positive years for SASD_{AVG} below 2.0 and above 1.5 standard deviations. SST (°C, color shading over the ocean), wind-stress (dyne/cm², vectors) and continental precipitation (brown and green shading with positive and negative black contours overlaid, mm/day). The SASD dipole, which is the dominant pattern of SST for the South Atlantic, emerges from the composite differences (in its negative phase) with negative differences in the Southwestern Pole and positive ones in the Northeastern Pole. The precipitation composite difference also shows a dipole pattern over South America. It displays wetter conditions (positive contours) for northern South America and drier conditions (negative contours) to the south. The composite differences in the wind-stress circulation strongly point the role of the South Atlantic in providing moisture for the wet Northeastern Brazil. Figure created with Ferret software.

precipitation (PPT-NE, $8^{\circ}S-50^{\circ}W$, Fig. 5a) and SE precipitation (PPT-SE, $30^{\circ}S-55^{\circ}W$, Fig. 5b). These two points were chosen based on the spatial pattern of the two first modes of Present Day (PD) variability of South American precipitation from Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)²², and are consistent with the seesaw pattern of South American precipitation^{23,24}. From Fig. 5a a clear out-of-phase relationship between precipitation in NE Brazil and the SASD_{REC} index is observed. This out-of-phase relationship shows that for the last 12 kyr, wetter (drier) conditions in NE were related to negative (positive) phases of the SASD_{REC}. In SE, PPT-SE and the SASD_{REC} are mostly in phase. However, there are some periods when they are neither in nor out of phase, which could point to the role of ENSO on the precipitation regime over SE and Southern Brazil.

The proposed mechanism is that the negative (positive) SASD-like is associated with colder (warmer) waters in the Southwestern Pole

and warmer (colder) waters in the Northeastern Pole. This pattern corresponds to diminished (enhanced) evaporation in the Southwestern Pole and, consequently, decreased (increased) moisture advection to SE and Southern Brazil by the South Atlantic Subtropical High, resulting in drier (wetter) conditions in this region. Conversely, warmer (colder) waters in the SASD-like Northeastern Pole result in enhanced (diminished) evaporation in the tropical Atlantic, and wetter (drier) conditions in NE.

This is summarized in Fig. 6, which displays the composite difference of SST, surface wind stress over the ocean and continental precipitation averaged for the years when the $SASD_{AVG}$ is above 1.5 standard deviations and below 2.0 standard deviations. The SST spatial pattern that emerges is the SASD dipole in its negative phase, accompanied by a dipole pattern in the South American precipitation. The precipitation dipole displays wetter conditions (positive values) for northern South America and drier conditions

Table 1 Details of the paleo-records used in this study							
Core	Name	Latitude	Longitude	Depth (m)	Time (kyr)	Proxy	
LaPAS-KF02 ¹⁵	SSTA _{WEST}	25°50′S	45°12′W	827	0.402-12.958	Planktonic foraminifera census counts	
ODP-1084B ¹³	$SSTA_{EAST}$	25°30′S	13°1.67′E	1992	0–21.262	Mg/Ca ratio	



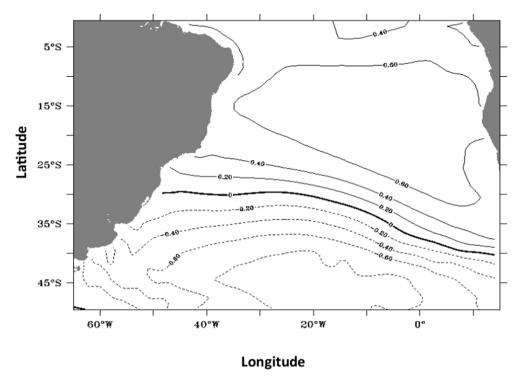


Figure 7 | Correlation between the time coefficient of EOF1 (first) mode of SST and the SST spatial distribution over the South Atlantic Ocean for the 1850 Control Simulation with the NCAR-CCSM. The skill of the NCAR-CCSM in reproducing the SASD was assessed as in 30. Figure created with Ferret software.

(negative values) in the south. The composite difference in the wind stress circulation (overlain vectors in Fig. 6) strongly points to the role of the South Atlantic in providing moisture for the NE region. This leads to the conclusion that for the centennial-to-millennial time scale, the Younger Dryas and the 8.6—8.0 kyr NH cold event were characterized by wetter (drier) conditions in the Northeastern (Southern) Brazil relative to negative phase of the SASD index (colder Southwestern Pole and warmer Northeastern Pole), pointing to the key role played by the South Atlantic in driving South America precipitation variability.

Methods

Proxy-based data. Two marine sediment cores in opposite sides of the South Atlantic were chosen to investigate the Northeast-Southwest dipole pattern in South Atlantic SST during the Holocene. Although the paleo-records were sampled around the same latitude their longitudes correspond to the east-west limit of the South Atlantic Basin (Fig. 1). The westernmost record was retrieved over the southeastern Brazilian Continental upper slope¹⁵ and the easternmost was drilled over the continental slope in the Northern Cape Basin¹³. Both records consists of SST reconstructions and are located in regions largely impacted by changes in the Subtropical High regime, which is evident from the climatological representation of the winds and sea-level pressure shown in Fig. 1. These overlay the spatial structure for the modern South Atlantic SST dominant mode of

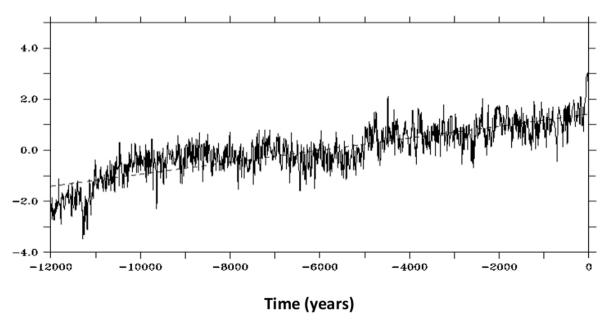


Figure 8 | Time series associated with the first EOF mode of SST from the paleoclimate simulation with the global coupled model NCAR-CCSM considering the past 12,000 years, after the Younger Dryas cooling. The linear trend line (dashed) is superimposed. Figure created with Ferret software.



variability (1st EOF) in rainbow-colored shading. Details of each record are shown in Table 1.

The analyzed core off the coast of Brazil was retrieved at the southeastern Brazilian Continental upper slope a depth of 827 m. The Brazil Current (BC) main flow is centered on the 1000 m isobath²⁵. Although the region has some influence of the BC it should be noted that the record location lies within the upper slope of the middle/outer continental shelf, which puts the current's strongest flow away from the core location.

The core off the coast of Africa in eastern Atlantic¹³ was retrieved at 1992 m water depth, about 300 km off the coast of Namibia over the continental shelf. The authors discuss the impact of the Benguela Current on the SST proxy data as one of many factors influencing its changes. They discuss that all of the factors controlling SST at the core location (e.g. changes in tropical winds impacting upwelling intensity and frequency, Benguela Current, Agulhas Current, etc.) have common roots in climate-mediated atmospheric and oceanic processes. It is pointed out that consistent climate patterns do emerge when comparing these temperature with other high-resolution tropical Atlantic paleoclimate records in the eastern Atlantic.

We reconstructed the SASD proxy index (SASD_{PROXY}) for the Holocene period by subtracting the proxy-based SST standardized time series of 13 from 15 . The SASD_{PROXY} is shown in Fig. 2.

Model-based index. Results from a transient paleoclimate simulation with the global coupled model, the Community Climate System Model version 3 (CCSM3), maintained at the National Center for Atmospheric Research (NCAR) were also used in this study, aiming to physically interpret the analysis of the paleo-records. The simulation started at the Last Glacial Maximum (LGM, 21 kyr BP) and was run to pre-industrial times. The model used is the same as in the DGL-A experiment²⁴ but extended to pre-industrial times²⁶. LGM reconstructions²⁷ are used as initial conditions as well as the varying concentrations of greenhouse gases (CO₂, CH₄ and N_2O)²⁸. The coastlines and ice sheets volume variability are from ICE-5G database²⁹. This numerical simulation includes melt water from NH and SH sources²⁰.

Three other formulations for the SASD index are calculated for the past 12 kyr based on the transient model results. First, we calculated the SASD index by subtracting the area-averaged SST at $30^{\circ}-10^{\circ} W; 30^{\circ}-40^{\circ} S$ from the area-averaged SST at $20^{\circ} W-0^{\circ}; 15^{\circ}-25^{\circ} S^{7}$ (SASD $_{\rm AVG}$). Secondly, we calculated the Empirical Orthogonal Function Analysis (EOF) 31 of the South Atlantic SST.

In order to evaluate how well the NCAR-CCSM can capture the SASD mode we use the same method described in 32. The authors evaluate the skill of several climate (CMIP3) models in reproducing SASD by performing EOF analysis of SST and correlating the associated time-series of the SASD mode with the South Atlantic Ocean SST monthly anomalies (their Fig. 1). Fig. 7 shows the correlation between the time coefficient of the first EOF mode SST and SST over the South Atlantic Ocean for an 1850 (pre-industrial) Control Simulation. The documentation of the1850 control simulation can be found in 33. The extension of the 1850 long (1300-years) CCSM control simulation 34 allows us to evaluate how the statistics of the climate mode has responded to the combined external forcings of the transient Holocene run. EOF1 for the past 12 kyr of the 21 kyr transient simulation represents the known warming trend since the Younger Dryas cooling 35 (The associated time-series and linear trend are shown in Fig. 8).

The second mode (EOF2) of the transient simulation results for the past 12 kyr reproduces the SASD pattern^{6,7}, and represents 24.9% of the explained variance. It reproduces the spatial structure of the modern day South Atlantic mode of variability shown in Fig. 1 from the NOAA-ERSST SST product³⁶. The associated time series is used as a representation of the SASD index (SASD_{EOF}). Lastly, we calculated the SASD index from the model results based on the proxy-data locations by extracting the model SST time series at the exact same locations of the proxy-based SST records (SASD_{REC}).

- 1. Vera, C. *et al.* Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Climate* **19**, 4977–5000 (2006).
- Marengo, J. et al. Recent developments on the South American monsoon system. Int. J. Climatology 32, 1–21 (2012).
- Liebmann, B. & Mechoso, C. The South American monsoon system. Global Monsoon System: Research and Forecast. Edited by Chang, C.-P., Ding, Y., Lau, N.-C., Johnson, R. H., Wang, B. & Yasunari, T. World Scientific, 2nd ed., 137–157 (2011).
- Kayano, M. T., Andreoli, R. V. & Ferreira de Souza, R. A. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. *Int. J. Climatology* 33, 2008–2023 (2013).
- Taschetto, A. & Wainer, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American Precipitation. Ann. Geophys. 26, 3457–3476 (2008).
- Haarsma, R. J. et al. Dominant modes of variability in the South Atlantic: A study with a hierarchy of ocean-atmosphere models. J. Climate 18, 1719–1735 (2005).
- Morioka, Y., Tozuka, T. & Yamagata, T. On the growth and decay of the Subtropical Dipole mode in the South Atlantic. J. Climate 24, 5538–5554 (2011).
- 8. Nnamchi, H. C., Li, J. & Anyadike, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *J. Geophys. Res.* 116 (2011).
- 9. Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P. & Jetel, M. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Sci. Rev.* **30**, 3109–3123 (2011).

- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Rohl, U. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308 (2001).
- Baker, P. A., Fritz, S. C., Garland, J. & Ekdahl, E. Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Bolivia/Peru, and its relationship to North Atlantic climate variation. *J. Quaternary Sci.* 20, 655–662 (2005).
- Strikis, N. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. Geology 39, 1075–1078 (2011).
- Farmer, E. C., DeMenocal, P. B. & Marchitto, T. M. Holocene and deglacial ocean temperature variability in the Benguela upwelling region: Implications for lowlatitude atmospheric circulation. *Paleoceanography* 20, PA2018 (2005)
- Stuiver, M. & Grootes, P. M. GISP2 oxygen isotope ratios. Quaternary Res. 53, 277–284 (2000).
- Pivel, M., Santarosa, A., Toledo, F. & Costa, K. The Holocene onset in the southwestern South Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeocl.* 374, 64–172 (2013).
- 16. Jouzel, J. *et al.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* **317**, 793–796 (2007).
- Ljung, K., Bjorck, S., Renssen, H. & Hammarlund, D. South Atlantic island record reveals a South Atlantic response to the 8.2 kyr event. Clim. Past. 4, 35–45 (2008).
- Jomelli, V. et al. Continuous 10,000-year long record of tropical Holocene deglaciation. Nature 474 (2011).
- Novello, V. et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. Geophys. Res. Lett. 39, L23706 (2012).
- Cruz, Jr, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D. & Vuille, M. Reconstruction
 of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in
 subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planet.*Sci. Lett. 248, 495–507 (2006).
- Liu, Z. et al. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming. Science 325, 310–314 (2009).
- Schneider, U. et al. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. Theor. Appl. Climatol. 115, 15–40 (2014).
- Nogues-Paegle, J. & Mo, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. Mon. Wea. Rev. 125, 279–291 (1997).
- Cavalcanti, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. Atmos. Res. 118, 27–40 (2012).
- Mahiques, Michel, M. et al. Sedimentary changes on the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. Anais Acad. Bras. de Ciências 79, 171–181 (2007).
- 26. He, F. Simulating transient climate evolution of the last deglaciation with CCSM3. *Ph.D. thesis*, University of Wisconsin (2010).
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Clauzet, G., Tomas, R., Levis, S. & Kothavala, Z. Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. *J. Climate* 19, 2526–2544 (2006).
- Joos, F. & Spahni, R. Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 105, 1425–1430 (2008).
- Peltier, W. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (vm2) model and GRACE. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 111–149 (2004).
- 30. Marson, J., Wainer, I., Liu, Z. & Mata, M. The impacts of melt water pulse-1a in the South Atlantic Ocean deep circulation since the last glacial maximum. *Clim. Past Disc.* **9**, DOI: 10.5194/cpd-9-6375-2013 (2013).
- Lorenz, E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Tech. Rep. 1, Statistical forecasting project, Dept. of Meteorology, MIT, Cambridge, USA. (1956).
- Bombardi, R. J. & Carvalho, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multimodel simulations. *Climate Dyn.* 36, 2091–2102 (2011).
- Otto-Bliesner, B. L., Tomas, R., Brady, E. C., Ammann, C., Kothasvala, Z. & Clauzet, G. 2006: Climate sensitivity of moderate and low resolution versions of CCSM3 to preindustrial forcings. J. Climate 19, 2567–2583.
- 34. Danabasoglu, G. & Gent, P. R. Equilibrium climate sensitivity: Is it accurate to use a slab ocean model? *J. Climate* 22, 2494–2499 (2009)
- Alley, R. B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Sci. Rev. 19, 213–226 (2000)
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C. & Lawrimore, J. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). J. Climate 21, 2283–2296 (2008).
- Berger, A. & Loutre, M.-F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sci. Rev.* 10, 297–317 (1991).

Acknowledgments

This work was supported by the grants 2013/02111-4, 2013/11496-7, Sao Paulo Research Foundation (FAPESP); CAPES-Ciências do Mar; CNPq-MCT INCT-Criosfera. We also wish to thank P2C2 program/NSF, Abrupt Change Program/DOE, INCITE computing program/DOE, NCAR and Bette Otto-Bliesner for making the TraCE-21K available, as well as NOAA, NASA and Pangaea for paleoclimatic proxy data.



Author contributions

I.W. and L.F.P. designed the study and undertook main analysis. I.W., L.F.P., M.K. and B.O.-B. discussed the results and contributed to the writing of the Manuscript.

Additional information

Competing financial interests: The authors declare no competing financial interests. How to cite this article: Wainer, I., Prado, L.F., Khodri, M. & Otto-Bliesner, B. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy. Sci. Rep. 4, 5291; DOI:10.1038/srep05291 (2014).



This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0 International License. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in the credit line; if the material is not included under the Creative Commons license, users will need to obtain permission from the license holder in order to reproduce the material. To view a copy of this license, visit http:// creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

Clim. Past, 9, 2117–2133, 2013 www.clim-past.net/9/2117/2013/ doi:10.5194/cp-9-2117-2013 © Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.





A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America

L. F. Prado¹, I. Wainer¹, C. M. Chiessi², M.-P. Ledru³, and B. Turcq⁴

Correspondence to: L. F. Prado (luciana.prado@usp.br)

Received: 14 November 2012 – Published in Clim. Past Discuss.: 29 November 2012 Revised: 10 July 2013 – Accepted: 27 July 2013 – Published: 9 September 2013

Abstract. The mid-Holocene (6000 calibrated years before present) is a key period in palaeoclimatology because incoming summer insolation was lower than during the late Holocene in the Southern Hemisphere, whereas the opposite happened in the Northern Hemisphere. However, the effects of the decreased austral summer insolation over South American climate have been poorly discussed by palaeodata syntheses. In addition, only a few of the regional studies have characterised the mid-Holocene climate in South America through a multiproxy approach. Here, we present a multiproxy compilation of mid-Holocene palaeoclimate data for eastern South America. We compiled 120 palaeoclimatological datasets, which were published in 84 different papers. The palaeodata analysed here suggest a water deficit scenario in the majority of eastern South America during the mid-Holocene if compared to the late Holocene, with the exception of northeastern Brazil. Low mid-Holocene austral summer insolation caused a reduced land-sea temperature contrast and hence a weakened South American monsoon system circulation. This scenario is represented by a decrease in precipitation over the South Atlantic Convergence Zone area, saltier conditions along the South American continental margin, and lower lake levels.

1 Introduction

Recently, the Last Glacial Maximum (LGM) and the mid-Holocene (MH) have been the foci of numerous studies using data—model approaches (Pinot et al., 1999; Wainer et al., 2005; Kageyama et al., 2006; Braconnot et al., 2007a, b; Melo and Marengo, 2008; Silva Dias et al., 2009; Carré et

al., 2012; and others). The LGM and the MH, corresponding to 21 000 calibrated years before present (cal yr BP) and 6000 cal yr BP, respectively (Braconnot et al., 2007a), are usually chosen because of their different boundary conditions, if compared to the late Holocene (LH), that can be used to test the response of climatic models (Joussaume and Braconnot, 1997). During the LGM, Earth was covered by a larger amount of ice than during the LH, whereas the MH was characterised by increased (decreased) summer insolation in the Northern (Southern) Hemisphere if compared to modern conditions. The change in insolation, particularly, was due to a difference of ca. 101° between the MH longitude and the current longitude of the perihelion. As a consequence, the perihelion occurred at the austral spring equinox during the MH, whereas today it is reached at the austral summer solstice (Joussaume and Braconnot, 1997). This caused a MH insolation decrease of ca. 20 W m⁻² in southern latitudes from January to March compared to preindustrial values (Bosmans et al., 2012).

Data-model approaches require high-quality palaeoclimatic records and state-of-the-art climatic models. With this aim many projects have been carried out, such as the Climate: Long-range Investigation, Mapping, and Prediction (CLIMAP, CLIMAP Project Members, 1976, 1981, 1984), the Cooperative Holocene Mapping Project (COHMAP, COHMAP Members, 1988), and the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP, Braconnot et al., 2007a, b, 2012). PMIP is in its third phase, now part of the Coupled Model Intercomparison Project fifth phase (CMIP5, Taylor et al., 2012), and consists in evaluating the models' performance in reproducing the climate of the LGM, the MH, and the last millennium. One implication of these projects

¹Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

²Escola de Artes, Ciências e Humanidades, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

³IRD UMR 226 Institut des Sciences de l'Evolution, IRD CNRS UM2, Montpellier, France

⁴IRD UMR 7159 Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et approches numériques, Bondy, France

is that the better climate models are able to reproduce past climates, the more reliably these models will project future climates. Climatic changes have been observed throughout Earth's history, and the ability to project future climates has great importance for planning and implementing adaptation and mitigation policies (Jansen et al., 2007). Yet, as in the CLIMAP and COHMAP initiatives, the state-of-the-art models included in PMIP3 must also be evaluated with regard to palaeodata. Hence, gathering records in the form of palaeodata syntheses is imperative.

In their supplementary information, Braconnot et al. (2012) present a summary of the available global and regional datasets for the MH and the LGM, derived from different proxies and archives. These efforts (Prentice and Webb III, 1998; Kohfeld and Harrison, 2000, 2001; Harrison et al., 2003; Kucera et al., 2005; Power et al., 2008; MARGO Project Members, 2009; Leduc et al., 2010; Bartlein et al., 2011) have been motivated by PMIP and other modelling projects. Nevertheless, all of these efforts have included only a few records from the Southern Hemisphere. Records from the MH in South America are particularly sparse if compared to records from other locations in the Northern Hemisphere and with those from the LGM (see, e.g. MARGO Project Members, 2009). Thus, the uncertainties in the palaeoclimate record for this continent are still large.

In this study, we present a compilation of multiproxy palaeoclimatic data from the MH for eastern South America. This compilation includes data from land, cave, lake, river, and ocean archives. Our objectives were the following: (i) to provide a spatial reconstruction of the MH patterns of precipitation, (ii) to provide a spatial reconstruction of the MH temperature patterns, (iii) to provide information on the MH lake levels and ocean salinity, and (iv) to determine the MH climatic drivers in South America based on the palaeodata information. Section 2 reviews the main aspects of the climate of South America and the South Atlantic Ocean which are necessary to understand the palaeodata. Section 3 presents the proxies used in this compilation, how the spatial and temporal domains were determined, the limitations of each proxy, and a chronological reliability index developed to evaluate and compare different types of proxies. Section 4 is dedicated to the results, while the discussion and conclusions are presented in Sect. 5.

2 Climate of South America

2.1 South American monsoon system

The term "South American monsoon system" (SAMS, Garreaud et al., 2009; Vera et al., 2006) was first used after Zhou and Lau (1998) because the summer atmospheric circulation in South America does not agree with the classical monsoon definition. The classical monsoon is defined as a seasonal inversion of the large-scale surface circulation pattern due to

differential heating of the continents and the oceans. Zhou and Lau (1998) could not prove the existence of the South American monsoon by this criterion. Instead, they subtracted the annual wind from the winter and summer patterns and obtained a seasonal inversion of the easterlies anomalies. The result during austral summer is a circulation originating in the sub-Saharan region that crosses the equator and is driven southeastward by the Andes Cordillera (Fig. 1). In the Amazon Basin, a thermal low develops at the surface as a consequence of land heating. The winds of this circulation reach the Gran Chaco region in Paraguay and finally move clockwise, forming a low pressure system at the surface (Garreaud et al., 2009). Lenters and Cook (1995) identified five major regions of austral summer precipitation in South America: (1) the Amazon Basin; (2) the northern sector of the Andes, where precipitation is related to wind convergence at low levels and to the thermal low pressure at the surface; (3) the central sector of the Andes, where precipitation is due to the orography increase at the east side of the slope and to the meridional wind convergence; (4) the southern sector of the Andes, where precipitation is purely orographic; and (5) the South Atlantic Convergence Zone (SACZ, e.g. Carvalho et al., 2004), which is formed by wind convergence and moisture advection at low levels and by contribution of transient eddies moving equatorward. Another important circulation feature is the South American Low Level Jet (SALLJ, e.g. Marengo et al., 2004). It transports moisture from the Amazon Basin to the central southern South America. The SALLJ consists of a wind maximum at an altitude of 1 to 2km and can influence the position and intensity of the SACZ (Marengo et al., 2004).

All mentioned features are present at low levels, but circulation at high levels in the atmosphere also shows characteristics linked to the SAMS (e.g. Marengo et al., 2012). The Bolivian High (BH) is the major summer feature at high levels and is a response to the latent heat released by rain clouds formed in the Amazon Basin. East of the BH, the Northeast Trough is observed as a return flux at high levels and is related to the subsidence over northeastern Brazil (Zhou and Lau, 1998). Both the BH and the Northeast Trough are associated with the SACZ at the surface (Lenters and Cook, 1997). The SACZ is the main convective system of South America, and is responsible for most of the austral summer precipitation in central and southeastern Brazil (Carvalho et al., 2004). It consists of a northwest-southeast-oriented cloud band that brings moisture from the Amazon region to central and southeastern Brazil. The SACZ is characterised by the coupling of the convergence zone with transient eddies from higher latitudes and can stay stationary for many days. Transient systems are responsible for a portion of precipitation in southeastern South America throughout the year, predominantly in southern and southeastern South America. Reboita et al. (2010) have found three major areas of cyclonic activity over the South Atlantic Ocean off eastern South America: Argentina (ca. 48° S), the La Plata

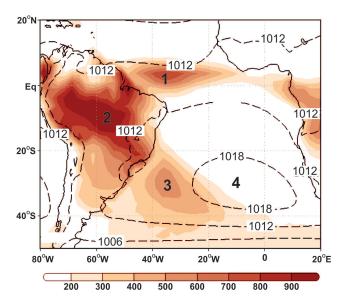


Fig. 1. Atmospheric mean circulation (1979–2010) at the surface level during austral summer (December to February), derived from ERA-Interim dataset (Dee et al., 2011). (1) Intertropical Convergence Zone (ITCZ); (2) and (3) South Atlantic Convergence Zone (SACZ), continental and oceanic components, respectively; (4) South Atlantic Subtropical High. Colours refer to mean precipitation during the December-January-February period, in millimetres (mm); dashed black lines refer to mean sea level pressure, in hectopascals (hPa). Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

river discharge between Argentina and Uruguay (ca. 35° S), and the south/southeastern coast of Brazil. Sea surface temperatures (SST) over the South Atlantic Ocean can influence the intensity and position of the SACZ (Chaves and Nobre, 2004).

A large portion of the interannual variability of the SAMS can be explained by the El Niño–Southern Oscillation (ENSO, e.g. Trenberth et al., 1997); its warm (cold) phase is responsible for decreased (increased) precipitation during the wet season of northern South America and above (below) average precipitation in southeastern South America (Marengo et al., 2012, and references therein). The Southern Annular Mode (SAM, Visbeck, 2009) is also related to interannual variability of precipitation in southeastern South America. At interdecadal timescales, there is evidence of effects induced by the Pacific Decadal Oscillation (PDO, Mantua et al., 1997) and by the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO, Enfield et al., 2001) on the variability of the SAMS (Garcia and Kayano, 2008; Chiessi et al., 2009; Silva et al., 2011).

An important issue found in palaeoclimatological studies pertains to the differences and interactions between the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the SAMS (Vuille et al., 2012). Both the ITCZ and the SAMS exhibit seasonal variability, but the ITCZ is a permanent feature of at-

mospheric circulation affected by the annual cycle of insolation. This cyclicity impacts SST, whereas the SAMS reflects the land—sea thermal gradient. The ITCZ is essentially an oceanic phenomenon concentrated in the Northern Hemisphere (Takahashi and Battisti, 2007), whereas the SAMS occurs mainly over the South American continent. Furthermore, the SAMS is highly dependent on land topography, which keeps it over the continent, whereas the ITCZ moves around the equator (Vuille et al., 2012).

2.2 South Atlantic Ocean Circulation

The South Atlantic ocean circulation is part of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC, e.g. Kuhlbrodt et al., 2007), which contributes to the global process of heat redistribution. The South Atlantic Ocean transports heat northward across the equator, and is therefore considered a particular basin (Srokosz et al., 2012). In the high latitudes of the North Atlantic, the surface ocean loses heat to the atmosphere. The result is the sinking of dense and cold waters, which are transported to the south at depth (Dickson and Brown, 1994).

In the South Atlantic Ocean, the surface currents found off eastern South America are the North Brazilian Current (NBC), South Equatorial Undercurrent (SEUC), South Equatorial Countercurrent (SEC), South Equatorial Current (SEC), Brazil Current (BC), and Malvinas Current (MC) (see Fig. 2a, after Peterson and Stramma, 1991).

Sea surface salinities (SSS) are strongly influenced by net precipitation/runoff. Accordingly, on the eastern South American continental margin, low SSS are found near the La Plata (ca. 35° S, 55° W) and Amazon (ca. 0°, 50° W) river mouths, and further offshore beneath the ITCZ. Maximum SSS are found in the subtropics, due to strong evaporation in the region of the subtropical high (ca. 25° S, 10–40° W) (Talley et al., 2012). SSTs have zonal distribution in the South Atlantic Ocean, with colder waters to the south and warmer waters to the north, ranging from 10 to 27 °C (Fig. 2b) (Locarnini et al., 2010). At ca. 36° S the confluence of the BC (warm surface current) and the MC (cold surface current) is characterised by densely spaced surface isotherms on the eastern South American continental margin (Wainer et al., 2000). The equatorial Atlantic presents a tongue-shaped pattern in the SST field known as the Atlantic Niño (Zebiak, 1993; Chang et al., 2006).

The variability of the South Atlantic Ocean comprises time frequencies ranging from interannual to multidecadal periods (Enfield and Mayer, 1997; Venegas et al., 1998; Czaja and Frankignoul, 2002; Wainer et al., 2008).

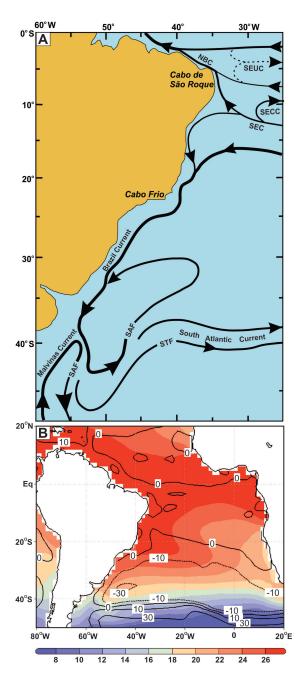


Fig. 2. The South Atlantic Ocean. (a) Upper-level barotropic currents and fronts on the Brazilian continental margin, western South Atlantic Ocean: NBC – North Brazilian Current; SEUC – South Equatorial Under Current; SECC – South Equatorial Countercurrent; SEC – South Equatorial Current; SAF – Subantarctic Front; STF – Subtropical Front; adapted from Peterson and Stramma (1991). (b) Austral summer (December to February) barotropic stream function in sverdrup (Sv) (dashed and solid lines, Salas-Melia et al., 2005), and Era-Interim sea surface temperature in degrees Celsius (°C) (shaded colours, Dee et al., 2011).

Table 1. Description of proxy types used in this study (modified from Wirtz et al., 2010).

Code	Proxy type	Description
IF	Isotopic oxygen and carbon fractiona-	δ^{18} O, δ^{13} C
PC	Physico- chemical	Mg/Ca, Ti/Ca, Fe/Ca, Fe/Sr, Al/Si, Si/Ca, C/N, δ ¹⁵ N, grain size, petrography, alkenone, thermoluminescence, mineralogy, pH, Eh, magnetic susceptibility
BI	Biological	Pollen, diatoms, spores, algae, molluscs, sponge, organic matter, charcoal, relative abundance

3 Proxy data

Our multiproxy compilation contains a large variety of archive and proxy types, and one must consider their limitations. Table 1 displays the classification of the palaeodata and the types of proxy used in our compilation. Our classification was based on Wirtz et al. (2010) (see Table 1 in Wirtz et al. (2010) for more details). The oxygen and carbon stable isotopic ratios are the fractionation-dependent proxies. The physico-chemical proxies comprise all geochemical ratios and physico-chemical approaches, whilst all information derived from organisms is classified as biological. We highlight that a substantial part (ca. 83 %) of the palaeodata analysed is classified as the latter type, with most being pollen assemblages. Pollen data mainly reflect temperature changes, but can also reveal changes in the rainfall regime, particularly in the tropics. The Araucaria forest is related to wet and cold climate (e.g. Behling, 1997), whereas the dominance of Poaceae and Asteraceae in the pollen spectra may correspond to dry and cold climate (e.g. Ledru et al., 2009).

3.1 Data limitations

Different proxies have distinct frequency dependence due to their inherent sensitivity to climate. Deep marine sediments typically have low resolution (> 1 ka) because of their low sedimentation rate and bioturbation in non-anoxic zones, whereas high resolution, such as years or seasons, can be typically found in corals (Bradley, 1999). Another consideration should be made in respect to the different temporal responses from each type of proxy. The archived proxies can be affected by climatic changes immediately after the event, or they can have a delayed reaction. Vegetational data, such as pollen assemblages deposited in the Cariaco Basin (located off northern South America), show climatic inertia and tend to take at least $25 \pm 15 \,\mathrm{yr}$ to respond to

abrupt climate changes (Hughen et al., 2004). Moreover, Huntley (2012) discussed the biological response of proxies to bioclimatic variables instead of to the climate itself, and argued that this response varies from one organism to another. This complicated relationship between biological proxies and climate exemplifies the difficulties in comparing different types of proxies. Furthermore, not all records are continuous in time. When dealing with biological records, one should also be aware of possible seasonal preferences. Planktonic foraminifera and coccolithophores are examples of organisms that carry a seasonal signal related to their biological cycles (Giraudeau and Beaufort, 2008).

3.2 Temporal and spatial domains

In this study, we used the ¹⁴C ages as published by the authors of each examined paper. Thus, non-calibrated ages are expressed as yr BP, while calibrated ages are expressed as cal yr BP. Two main criteria were used to select the papers included in our compilation. The first one is the temporal definition of the MH period. The MH is usually referred to as 6000 cal yr BP (e.g. Braconnot et al., 2012); however, sampling errors related to the dating approach and the variable temporal resolution of the samples introduce uncertainties that should be taken into account. To account for these uncertainties, we considered the interval from 7000 to 5000 cal yr BP as the period corresponding to the MH.

Secondly, the spatial domain (Fig. 3) was defined based on physical parameters. The latitudinal limits used are the equator, and the mean latitude of the high-level westerlies (ca. 40° S) (Peixoto and Oort, 1992). The westerlies can vary in latitudinal position throughout the year, from 30 to 60° S at the surface, and from 30 to 50° S at high levels in the atmosphere (Peixoto and Oort, 1992; Garreaud et al., 2009). None of the palaeorecords used in this compilation were under the direct influence of the westerlies. The longitudinal limits used are the 10° W meridian in the western South Atlantic Ocean for the eastern border of the domain, and the western border is characterised by altitudes below 2300 m.

Considering the temporal and spatial domains defined above, we conducted a thorough investigation of published studies containing MH climatic information from South America. Table 2 contains the location, proxy type, and reference for each paper examined. We compiled 120 palaeoclimatological datasets from the analysis of 84 studies using the original published chronologies. Some papers included different analyses or an update of cores examined previously. Figure 3 shows the spatial distribution of the records included in this study. The numbers on the map identify each sample location as listed in Table 2.

3.3 Dating uncertainty

To evaluate the dating uncertainty of the palaeodata, we have created a chronological reliability index (Q) based on the

sampling resolution and the sample age model:

$$Q = \frac{CA + R + D}{3}. (1)$$

CA (calibration) equals 1 if ages are calibrated, or 0 if they are not calibrated. R (resolution) refers to the mean number of samples per core length ratio, where

$$R = \begin{cases} 0.1 \text{ for ratio between } 0.01 \text{ and } 0.1\\ 0.2 \text{ for ratio between } 0.11 \text{ and } 0.2\\ \vdots\\ 11.0 \text{ for ratio between } 10.01 \text{ and } 11.00 \end{cases}$$
 (2)

D (dating) is the number of datings within the interval 7000–5000 cal yr BP, divided by 10. This index is a semi-quantitative approach that simply involves the computation of an arithmetic mean, where the same weight is given to all parameters. Therefore, because Q encompasses a sum, the greater its value, the higher the chronological reliability of the palaeodata.

4 Results

Figures 4 to 8 show results of the Q index applied to the compiled palaeodata. Larger symbols refer to data with a higher chronological reliability. It is important to note that all of the climatic information we present is based on the authors' conclusions in each paper used in this compilation and do not imply any further interpretation.

4.1 Precipitation

Precipitation and moisture are the most abundant variables in the palaeodata for two reasons: (i) these variables are the main type of information obtained from pollen assemblages, and (ii) pollen assemblages constitute the main type of proxy records found in eastern South America during the MH (Fig. 4). The general MH scenario corresponds to a drier eastern South America than during the LH, except for northeastern Brazil, which exhibits an unclear climate signal during the MH. A similar climatic scenario has already been discussed (Valdes, 2000; Cruz et al., 2009; Silva Dias et al., 2009). Valdes (2000) described drier conditions in South America (except for northeastern Brazil) during the MH austral summer (from December to February), derived from the first phase of PMIP data models. Cruz et al. (2009) compared speleothem-based precipitation records to vertical velocity, geopotential, and oxygen isotopes fields simulated by a numerical model and obtained an east-west antiphase of these variables over tropical South America. Oxygen isotopic values capture the precipitation variability because the isotopic fractionation in the area depends on the path the water takes from its source to its sink; the greater the distance, the greater the loss of the heavier isotopes (Vuille et al., 2012). Thus, this



Fig. 3. Spatial distribution of the 120 palaeorecords (from 84 studies) used in this study. Vertical axis refers to latitude, and horizontal values correspond to longitude. Details for each record are found in Table 2.

ratio may have different interpretations depending on the site of the record. In southeastern South America the oxygen isotopic ratio is related to the SAMS activity versus moisture derived from the adjacent subtropical South Atlantic Ocean (e.g. Cruz Jr. et al., 2005). Silva Dias et al. (2009) have examined two MH numerical runs: the first one only considered variations in the orbital parameters, and the second one included changes in vegetation. The former run presented results very similar to Valdes (2000) and Cruz et al. (2009), characterised by a drier-than-modern MH climate in South America during the wet season (December to February), except for northeastern Brazil. The latter run resulted in a northward displacement of the SACZ and a southward migration of the ITCZ during the MH austral summer when compared to the run without changes in vegetation.

Climatic information extracted from lake level proxies is shown in Fig. 5. Lake levels were lower than modern levels for all analysed sites, which corroborates the precipitation/moisture palaeodata (Fig. 4). This characterises a drier climate in eastern South America during the MH compared

to the LH. *Q*-index values of the lake level proxy records are low, with the highest ones located in the eastern Amazon.

Palaeorecords of SSS from the South American continental margin (Fig. 6) are scarce. There are few salinity palaeorecords mainly because of the difficulties in collecting appropriate marine sediment cores. However, all records but one show saltier conditions along the South American continental margin during the MH if compared to the LH. Higher *Q*-index values are found off northeastern Brazil and on the Argentinean continental margin.

4.2 Temperature

Figure 7 shows air temperature palaeodata for the MH. The majority of samples were collected in Uruguay and central-southern Brazil. High Q-index data can be found near the equator and in southern Brazil. The records depicted in Fig. 7 indicate a warmer climate in southern Brazil and a climate similar to the LH in the north-northeastern Brazil.

Difficulties in collecting marine sediment cores also affect the amount of SST proxy records (Fig. 8) for the MH off

Table 2. Locations and references of the palaeoclimatic records used in this study*. Abbreviations are as follows. Site: Lk = lake, Cv = cave, Rv = river; proxy type: IF = isotopic fractionation, PC = physico-chemical, BI = biological. Numbers within parentheses in the "Site" column – in records 72, 77, 90, 95, 112, and 113 – refer to total of samples collected at the referred site. More details of proxy type can be found in Table 1.

No.	Site	Proxy type	Reference	Lat. (°)	Long. (°)
1	Salitre de Minas	BI	Ledru (1993)	-19.00	-46.77
2	Morro de Itapeva	BI	Behling (1997a)	-22.78	-45.53
3	Curuça Lk	BI	Behling (2001)	-0.77	-47.85
4	São Francisco de Paula	BI	Behling et al. (2001a)	-29.24	-50.57
5	Jacareí peat	BI	Garcia et al. (2004)	-23.28	-45.97
6	Nova Lk	BI	Behling (2003)	-17.97	-42.20
7	Volta Velha	BI	Behling and Negrelle (2001)	-26.07	-48.63
8	Crispim Lk	BI/PC	Behling and Costa (2001)	-0.59	-47.65
9	São Francisco de Assis	BI	Behling et al. (2005)	-29.59	-55.22
10	Caçó Lk	IF/BI	Ledru et al. (2006)	-2.96	-43.42
11	Serra da Bocaina	BI	Behling et al. (2007)	-22.71	-44.57
12	Marcio Lk	BI	De Toledo and Bush (2007)	-0.13	-51.08
13	Tapera Lk	BI	De Toledo and Bush (2007)	-0.13	-51.08
14	Aleixo Lk	IF/PC/BI	Enters et al. (2010)	-17.99	-42.12
15	Fazenda Lk	BI	Resende (2010)	-23.51	-52.45
16	Saquinho Rv	BI/PC	De Oliveira et al. (1999)	-10.40	-43.22
17	Serra Campos Gerais	BI	Behling (1997b)	-24.40	-50.13
18	Colônia	BI	Ledru et al. (2009)	-23.87	-46.71
19	Pires Lk	BI	Behling (1995a)	-17.95	-42.22
20	Águas Claras	BI	Bauermann et al. (2003)	-30.10	-50.85
21	Serra da Boa Vista	BI	Behling (1995b)	-27.70	-49.15
22	Morro da Igreja	BI	Behling (1995b)	-28.18	-49.87
23	Serra do Rio Rastro	BI	Behling (1995b)	-28.38	-49.55
24	Cambará do Sul	BI	Behling et al. (2004)	-28.95	-49.90
25	Serra do Araçatuba	BI	Behling (2007)	-25.92	-48.98
26	Cerro do Touro	IF/PC/BI	Oliveira et al. (2008a)	-26.25	-49.25
27	Serra dos Órgãos	BI	Behling and Safford (2010)	-22.46	-43.03
28	Aquiri Lk	BI/PC	Behling and Costa (1997)	-3.17	-44.98
29	Calado Lk	BI/PC	Behling et al. (2001b)	-3.27	-60.58
30	Curuá Rv	BI/PC	Behling and Costa (2000)	-1.74	-51.46
31	Serra Sul de Carajás – Lk	BI	Absy et al. (1991)	-6.33	-50.42
32	Pata Lk	BI	Colinvaux et al. (1996)	0.27	-66.68
33	Caçó Lk	BI	Ledru et al. (2002)	-2.96	-43.42
34	Caçó Lk	IF/BI	Ledru et al. (2006)	-2.96	-43.42
35	Águas Emendadas	BI	Barberi et al. (2000)	-15.57	-47.58
36	Confusão Lk	BI	Behling (2002b)	-10.63	-49.72
37	Santa Lk	BI	Parizzi et al. (1998)	-19.63	-43.90
38	Geral Lk	BI/PC	Bush et al. (2000)	-1.80	-53.53
39	Comprida Lk	BI/PC	Bush et al. (2000)	-1.86	-53.98
40	Arr. Las Brusquitas – Rv	BI	Vilanova et al. (2006b)	-38.23	-57.77
41	Bella Vista Lk	BI	Mayle et al. (2000)	-13.62	-61.55
42	Chaplin Lk	BI	Mayle et al. (2000)	-13.02 -14.47	-61.55
43	Colônia	BI	Ledru et al. (2005)	-23.87	-46.71
44	Dourada Lk	IF/PC/BI	Moro et al. (2004)	-25.24	-50.04
45	Cromínia	BI	Salgado-Labouriau et al. (1997)	-23.24 -17.28	-30.04 -49.42
43 46	India Muerta	BI	Iriarte (2006)	-17.28 -33.70	-49.42 -53.95
47	Puente de la Tropa – Rv	BI/PC	Prieto et al. (2004)	-33.70 -34.58	-59.14
48	Paso de Corro – Rv	BI/PC BI/PC	Prieto et al. (2004) Prieto et al. (2004)	-34.58 -34.55	-59.14 -59.12
40 49	Serra Geral	BI/FC	Leal and Lorscheitter (2007)	-34.55 -29.60	-59.12 -51.65
50	Arr. Sauce Chico – Rv	BI	Prieto (1996)		
51	Empalme Querandies	BI	Prieto (1996) Prieto (1996)	-38.08 -37.00	-62.26 -61.11
52	Arari Lk	BI	Smith et al. (2011)	-37.00 -0.60	-61.11 -49.14
52	AIAII LK	ΒI	Simin et al. (2011)	-0.60	-49.14

Table 2. Continued.

No.	Site	Proxy type	Reference	Lat. (°)	Long. (°)
53	Tapajós Lk	BI/PC	Irion et al. (2006)	-2.79	-55.08
54	Santa Maria Lk	BI	Bush et al. (2007)	-1.58	-53.60
55	Saracuri Lk	BI	Bush et al. (2007)	-1.68	-53.57
56	Geral Lk	BI	Bush et al. (2007)	-1.65	-53.59
57	Quequén Grande Rv	BI/PC	Hassan et al. (2009)	-38.50	-58.75
58	South Atlantic Oc	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-24.43	-42.28
59	South Atlantic Oc	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-14.40	-38.82
60	South Atlantic Oc	IF/BI	Toledo et al. (2007)	-20.95	-39.53
61	South Atlantic Oc	IF	Arz et al. (1998)	-3.67	-37.72
62	South Atlantic Oc	IF/PC	Arz et al. (1998)	-3.67	-37.72
63	South Atlantic Oc	IF/PC	Arz et al. (2001)	-4.25	-36.35
64	South Atlantic Oc	BI	Toledo et al. (2008)	-24.43	-42.28
65	South Atlantic Oc	BI/PC	Nagai et al. (2009)	-22.94	-41.98
66	South Atlantic Oc	IF	Pivel et al. (2010)	-24.43	-42.28
67	South Atlantic Oc	IF/PC	Weldeab et al. (2006)	-4.61	-36.64
68	South Atlantic Oc	PC	Chiessi et al. (2010)	-32.50	-50.24
69	South Atlantic Oc	PC	Jaeschke et al. (2007)	-4.25	-36.35
70	South Atlantic	IF/PC	Groeneveld and Chiessi (2011)	-41.27	-14.49
71	Botuverá Cv	IF	Cruz et al. (2005)	-27.22	-49.15
72	Lapa Grande Cv (2)	IF	Stríkis et al. (2011)	-14.42	-44.36
73	Botuverá Cv	IF	Wang et al. (2007)	-27.22	-49.15
74	Santana Cv	IF	Cruz et al. (2006a)	-24.53	-48.72
75	Botuverá Cv	IF	Cruz et al. (2006b)	-27.22	-49.15
76	Botuverá Cv	IF/PC	Cruz et al. (2007)	-27.22	-49.15
77	Rio Grande do Norte – Cv (2)	IF	Cruz et al. (2009)	-5.60	-37.73
78	Botuverá Cv (2)	IF	Wang et al. (2006)	-27.22	-49.15
79	Taquarussu – Rv	BI	Parolin et al. (2006)	-22.50	-52.33
80	Buritizeiro	BI	Lorente et al. (2010)	-22.30 -17.41	-32.33 -45.06
81	Vereda Laçador	BI	Cassino (2011)	-17.41 -17.81	-45.43
82	Salitre de Minas	IF/PC/BI	Pessenda et al. (1996)	-17.01 -19.00	-46.77
83	Londrina	IF/PC/BI	Pessenda et al. (1990) Pessenda et al. (2004a)	-23.30	-40.77 -51.17
84	Piracicaba	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-23.30 -22.77	-31.17 -47.63
85	Botucatu	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-23.00	-47.03 -48.00
86	Anhembi	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-23.00 -22.75	
		IF/PC/BI			-47.97
87	Jaguariúna Salitre de Minas	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2004a)	-22.67	-47.02
88 89	Misiones	IF/PC/BI IF/PC	Pessenda et al. (2004a)	-19.00	-46.77 -55.52
			Zech et al. (2009)	-27.39	
90	Tamanduá Rv (17)	PC	Turcq et al. (1997)	-21.45	-47.60
91	Serra Sul de Carajás – Lk	BI	Servant et al. (1993)	-6.30	-50.20
92	Salitre de Minas	BI	Servant et al. (1993)	-19.00	-46.77
93	Serra Sul de Carajás – Lk	IF/PC	Sifeddine et al. (1994)	-6.58	-49.50
94	Serra Sul de Carajás – Lk	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2001)	-6.58	-49.50
95	Caçó Lk (2)	IF/PC/BI	Jacob et al. (2004)	-2.96	-43.42
96	Serra Sul de Carajás - Lk	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2004)	-6.58	-49.50
97	Dom Helvécio Lk	IF/PC/BI	Sifeddine et al. (2004)	-19.68	-42.63
98	La Gaiba Lk (2)	BI	Whitney et al. (2011)	-17.75	-57.58
99	Paraná Rv (25)	BI/PC	Stevaux (2000)	-22.72	-53.17
100	Botucatu	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-23.00	-48.00
101	Anhembi	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-22.75	-47.97
102	Jaguariúna	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-22.67	-47.02
103	Pontes e Lacerda	IF/PC/BI	Gouveia et al. (2002)	-15.27	-59.22
104	India Muerta	BI	Iriarte et al. (2004)	-33.70	-53.95
105	Campo Alegre	IF/PC/BI	Oliveira et al. (2008b)	-26.25	-49.25
106	Serra Norte Carajás – Lk	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-6.30	-50.20

Table 2. Continued.

No.	Site	Proxy type	Reference	Lat. (°)	Long. (°)
107	Caracarana Lk	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-3.84	-59.78
108	Água Preta de Baixo Lk	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-18.42	-41.83
109	Dom Helvécio Lk	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-19.68	-42.59
110	Feia Lk	BI/PC	Turcq et al. (2002)	-15.57	-47.30
111	Caçó Lk	IF/BI	Pessenda et al. (2005)	-2.96	-43.42
112	Botucatu (2)	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.85	-48.48
113	Jaguariúna (2)	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.67	-47.17
114	Anhembi	IF/BI	Scheel-Ybert et al. (2003)	-22.75	-47.97
115	Barreirinhas	IF/PC	Pessenda et al. (2004b)	-3.03	-44.65
116	Curucutu	IF/PC/BI	Pessenda et al. (2009)	-23.93	-46.65
117	Serra Negra Lk	BI	De Oliveira (1992)	-18.95	-46.83
118	Olhos Lk	BI	De Oliveira (1992)	-19.38	-43.90
119	Cromínia	BI	Ferraz-Vicentini and Salgado-Labouriau (1996)	-17.28	-49.42
120	Paixão Cv	IF	Barreto (2010)	-12.63	-41.02

^{*} The data published in this paper will be available through Pangaea (http://www.pangaea.de) as soon as the manuscript is accepted for publication. The available information on Pangaea include publication details, core details (name, location, latitude, longitude, elevation, coring device, core length), sample details (analytical method, samples treatment, sample interval, number of samples), dating details (number of datings within MH, calibration), climatic information (period, description, and evidences of changes observed), and values of the *Q* index.

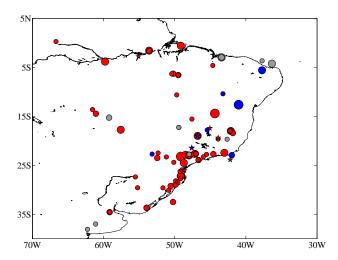


Fig. 4. MH precipitation/moisture palaeodata in eastern South America. Symbol colours: blue circles, wetter than modern; red circles, drier than modern; grey circles, similar to modern; red stars, dry-to-wet transition; and blue stars, wet-to-dry transition. Symbol size refers to palaeodata *Q*-index (a chronological reliability index; see text for more information) values; larger symbols indicate higher *Q*-index values. Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

eastern South America. Despite the scarcity of SST records, the following pattern stands out: SST was lower than during the LH on the southeastern Brazilian continental margin, SST was higher/similar to the LH in the northeastern Brazilian continental margin, and SST was higher than during the LH over the Mid-Atlantic Ridge. However, *Q*-index values from these data are generally low.

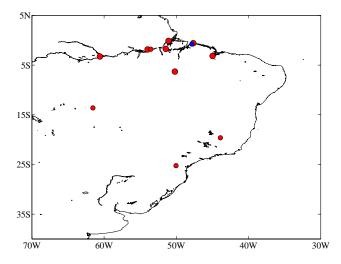


Fig. 5. MH lake level palaeodata in eastern South America. Symbol colours: red, lower than present; and blue, higher than present. Symbol size refers to palaeodata *Q*-index (a chronological reliability index; see text for more information) values; larger symbols indicate higher *Q*-index values. Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

5 Discussion and conclusions

The evidence mentioned above indicates a significantly different scenario regarding MH precipitation over eastern South America if compared to the LH. The summarised records suggest an overall drier MH climate than during the LH in eastern South America, with the exception of northeastern Brazil (Figs. 4, 5). This pattern extends from 45 to 60° W, and from 0 to 35° S. Wetter climate than during the LH can be found locally on the coast of the states of São

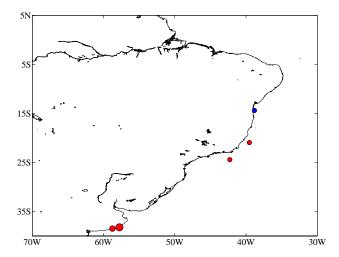


Fig. 6. MH salinity palaeodata off eastern South America. Symbol colours: blue circle, fresher than present; and red circles, saltier than present. Symbol size refers to palaeodata *Q*-index (a chronological reliability index; see text for more information) values; larger symbols indicate higher *Q*-index values. Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

Paulo (ca. 23° S, 43° W; Nagai et al., 2009) and in the state of Minas Gerais (ca. 18° S, 43° W, e.g. Cassino, 2011).

Drier climatic conditions during the MH compared to the LH are portrayed by the replacement of wet forests by shrubs and grasslands in some regions, as suggested by pollen analyses (e.g. Behling and Safford, 2010, and others in Fig. 4). A drier MH climate can also be observed in proxies indicating lower lake levels than during the LH all across eastern South America (Fig. 5).

The land–sea temperature gradient is the major driver of the SAMS circulation (e.g. Vera et al., 2006). During the MH, lower than LH values of austral summer insolation in the Southern Hemisphere induced a less effective land–sea contrast. Less energy was available at the surface and diminished the ascendant motion. Rain cloud formation was impaired, characterising a drier climate if compared to the LH in the SAMS area. The release of latent heat by these clouds is responsible for the establishment of the BH, which is linked to the Northeast Trough (e.g. Marengo et al., 2012). Consequently, high-level atmospheric circulation was also smoothed, and the subsidence over northeastern Brazil was below modern average, generating more southern incursions of the ITCZ and precipitation in this region.

Coastal palaeodata indicate wetter/similar conditions to the LH (Fig. 4) (e.g. Nagai et al., 2009). Regional circulation features such as the land–sea breeze and winds associated with the position and intensity of the South Atlantic subtropical high can be related to the coastal areas that were wetter during the MH if compared to the LH. The land–sea breeze may have also been enhanced by a higher sea level during the MH (e.g. Angulo et al., 2006). It is noteworthy that the

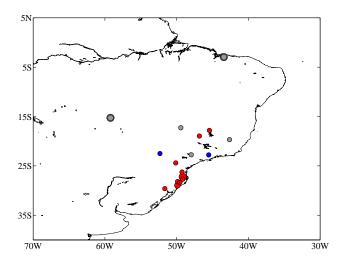


Fig. 7. MH air temperature palaeodata in eastern South America. Symbol colours: blue, colder than present; red, warmer than present; and grey, similar to present. Symbol size refers to palaeodata *Q*-index (a chronological reliability index; see text for more information) values; larger symbols indicate higher *Q*-index values. Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

MH climatic signal described for northeastern Brazil is based on a few records. However, these records show high *Q*-index values (Cruz et al., 2009; Barreto, 2010).

Air temperature records with high *Q*-index values indicate a warmer climate during the MH if compared to the LH in southern Brazil, a mixed signal in southeastern Brazil, and similar to LH air temperatures in northeastern Brazil and to the west of 60° W (Fig. 7). Proxy records of SST are very few and have intermediate *Q*-index values when compared to land records (Fig. 8). Their scarcity and intermediate *Q*-index values hamper the delivery of a clear scenario for the MH. The only relatively clear scenario can be observed at the NBC, which probably showed warmer SST during the MH if compared to the LH.

When compared to modern climate, our compilation indicates a deficit in the water balance in eastern South America during the MH. With diminished precipitation and enhanced evaporation (less cloudiness), the lake levels were below their modern levels, and air temperatures near the surface were above modern values. These higher air temperatures can be related to less vegetation and to a higher surface albedo. Ocean proxy records revealed saltier waters for the MH than during the LH off eastern South America, mainly close to river mouths such as the La Plata River (35° S, 57° W) in northern Argentina and the Doce River (20° S, 43° W) in southeastern Brazil (Fig. 6). Saltier waters near the coast are generally related to enhanced evaporation and/or reduced river discharge. These features are also related to a drier climate, corroborating the precipitation/moisture, lake levels, and air temperature palaeodata, as well as previous

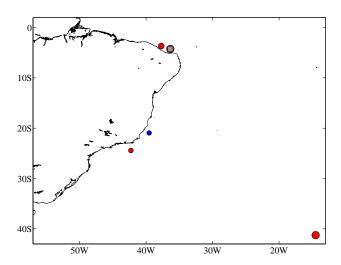


Fig. 8. MH sea surface temperature palaeodata off eastern South America. Symbol colours: blue circles, colder than present; red circles, warmer than present; grey circles, similar to present; and grey squares, warmer-colder oscillation. Symbol size refers to palaeodata Q-index (a chronological reliability index; see text for more information) values; larger symbols indicate higher Q-index values. Vertical axis refers to latitude values, and horizontal axis refers to longitude values.

studies (Valdes, 2000; Cruz et al., 2009; Silva Dias et al., 2009).

The BC transports warm waters southward, while the MC transports cold waters northward, and both are located off eastern South America (e.g. Goni et al., 1996). Consequently, the drier climatic scenario presented here could indicate an equatorward displacement of the Brazil-Malvinas Confluence (BMC) or a decrease in the meridional SST gradient in the western South Atlantic. With the decrease in summer insolation in the Southern Hemisphere during the MH, the South Atlantic Ocean received less energy, which could have been responsible for colder SSTs.

Our methodology points to the speleothem records to be the palaeodata with the highest Q-index values. However, as speleothem δ^{18} O does not always reflect the precipitation amount, multiproxy compilations are needed to reconstruct clearer past climate signals. Finally, we have identified precipitation as the climatic parameter that shows the most robust MH scenario in eastern South America, mainly because of the large availability and diversity of proxies and palaeorecords related to this variable.

Appendix A

Abbreviations

AMO Atlantic Multidecadal Oscillation **AMOC** Atlantic Meridional Overturning

Circulation

BC	Brazil Current
BCF	Brazil Current Front
BH	Bolivian High
CLIMAP	Climate: Long-range Investigation,
	Mapping, and Prediction
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
COHMAP	Cooperative Holocene Mapping Projects
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
LGM	Last Glacial Maximum
LH	Late Holocene
MC	Malvinas Current
MH	Mid-Holocene
NBC	North Brazilian Current
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PMIP	Paleoclimate Modelling Intercomparison
	Project
SACZ	South Atlantic Convergence Zone
SALLJ	South American Low Level Jet
SAM	Southern Annular Mode
SAMS	South American monsoon system
SEC	South Equatorial Current
SECC	South Equatorial Countercurrent
SEUC	South Equatorial Undercurrent
SSS	Sea surface salinity
SST	Sea surface temperature

Acknowledgements. This study was funded by the grants 2010/09983-9, 2011/06610-0, and 2012/17517-3, São Paulo Research Foundation (FAPESP); grants 300223/93-5 and 557044/2009-0, CNPq; and 573720/2008, CNPq-MCTI/NCT-Criosfera. We would like to acknowledge the help of Elder Yokoyama and Plínio Jaqueto for production of figures. MPL and BT work was in the framework of ANR 2010 BLANC 608-01 ELPASO. We finally would like to acknowledge the anonymous referees for the suggestions and comments that contributed to the improvement of this study.

Edited by: V. Rath

References

Absy, M. L., Cleef, A., Fournier, M., Martin, L. Servant, M., Sifeddine, A., Silva, M. F., Soubies, F., Suguio, K., Turcq, B., and Van Der Hammen, T.: Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la fôret dense dans de sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres regions tropicales, C. R. Acad. Sci. Paris, 312, II, 673-678, 1991.

Angulo, R. J., Lessa, G. C., and Souza, M. C.: A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline, Quaternary Sci. Rev., 25, 486–506, 2006.

Arz, H. W., Pätzold, J., and Wefer, G.: Correlated millennialscale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last-Glacial marine deposits off Northeastern Brazil, Quaternary Res., 50, 157-166, 1998.

- Arz, H. W., Gerhardt, S., Pätzold, and Röhl, U.: Millennial-scale changes of surface- and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene, Geology, 29, 239–242, 2001.
- Barberi, M., Salgado-Labouriau, M. L., and Suguio, K.: Paleovegetation and paleoclimate of "Vereda de Águas Emendadas", central Brazil, J. S. Am. Earth Sci., 13, 241–254, 2000.
- Barreto, E. A. S.: Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites, Master Dissertation, Universidade de São Paulo, 2010.
- Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Brewer, S., Connor, S., Davis, B. A.
 S., Gajewski, K., Guiot, J., Harrison-Prentice, T. I., Henderson,
 A., Peyron, O., Prentice, I. C., Scholze, M, Seppä, H., Shuman,
 B., Sugita, S., Thompson, R. S., Viau, A. E., Williams, J., and
 Wu, H.: Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and
 21 ka: a global synthesis, Clim. Dynam., 37, 775–802, 2011.
- Bauermann, S. G., Marques-Toigo, M., Behling, H., and Souza, P. A.: Análises palinológicas da turfeira de Águas Claras, planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil, 9° Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003.
- Behling, H.: Investigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and climate in Santa Catarina (S Brazil), Veg. Hist. Archaeobot., 4, 127–152, 1995a.
- Behling, H.: A high resolution Holocene pollen records from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history, J. Paleolimnol., 14, 253–268, 1995b.
- Behling, H.: Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil, Palaeogeogr. Palaeocli., 129, 407–422, 1997a.
- Behling, H.: Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucaria forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil), Rev. Palaeobot. Palyno., 97, 109–121, 1997b.
- Behling, H.: Late Quaternary environmental changes in the Lagoa da Curuça region (eastern Amazonia, Brazil) and evidence of Podocarpus in the Amazon lowland, Veg. Hist. Archaeobot., 10, 175–183, 2001.
- Behling, H.: Late Quaternary vegetation and climate dynamics in southeastern Amazonia inferred from Lagoa da Confusão in Tocantins State, northern Brazil, Amazoniana, 17, 27–39, 2002.
- Behling, H.: Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland, Veg. Hist. Archaeobot., 12, 263–270, 2003.
- Behling, H.: Late Quaternary vegetation, fire and climate dynamics of Serra do Araçatuba in the Atlantic coastal mountains of Paraná State, southern Brazil, Veg. Hist. Archaeobot., 16, 77–85, doi:10.1007/s00334-006-0078-2, 2007.
- Behling, H. and Costa, M. L.: Studies on Holocene tropical vegetation mangrove and coast environments in the state of Maranhão, NE Brazil, J. Quat. S. Am. A., 10, 93–118, 1997.
- Behling, H. and Costa, M. L.: Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin, Quaternary Res., 53, 369–377, 2000.
- Behling, H. and Costa, M. L.: Holocene vegetational and coastal environmental changes from the Lago Crispim record in northeastern Pará State, eastern Amazonia, Rev. Palaeobot. Palyno., 114, 145–155, 2001.

- Behling, H. and Negrelle, R. B.: Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic lowland Southern Brazil, during the Late Quaternary, Quaternary Res., 56, 383–389, doi:10.1006/qres.2001.2264, 2001.
- Behling, H. and Safford, H. D.: Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, southeastern Brazil, Glob. Change Biol., 16, 1661–1671, doi:10.1111/j.1365-2486.2009.02029.x, 2010.
- Behling, H., Bauermann, S. G., and Neves, P. C. P.: Holocene environmental changes in the São Francisco de Paula region, southern Brazil, J. S. Am. Earth Sci., 14, 631–639, 2001a.
- Behling, H., Cohen, M. C. L., and Lara, R. J.: Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil, Palaeogeogr. Palaeocl., 167, 225–242, 2001b.
- Behling, H., Pillar, V. D., Orlóci, L., and Bauermann, 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, Palaeogeogr. Palaeocl., 203, 277–297, 2004.
- Behling, H., Pillar, V. D. P., and Bauermann, S. G.: Late Quaternary grassland (Campos), gallery forest, fire and climate dynamics, studied by pollen, charcoal and multivariate analysis of the São Francisco de Assis core in western Rio Grande do Sul (southern Brazil), Rev. Palaeobot. Palyno., 133, 235–248, 2005.
- Behling, H., Dupont, L., Safford, H. D., and Wefer, G.: Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil, Quatern. Int., 161, 22–31, 2007.
- Bosmans, J. H. C., Drijfhout, S. S., Tuenter, E., Lourens, L. J., Hilgen, F. J., and Weber, S. L.: Monsoonal response to midholocene orbital forcing in a high resolution GCM, Clim. Past, 8, 723–740, doi:10.5194/cp-8-723-2012, 2012.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, Th., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Laîné, A., Loutre, M.-F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S. L., Yu, Y., and Zhao, Y.: Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum Part 1: experiments and large-scale features, Clim. Past, 3, 261–277, doi:10.5194/cp-3-261-2007, 2007a.
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, Th., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Loutre, M.-F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, L., Yu, Y., and Zhao, Y.: Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum Part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget, Clim. Past, 3, 279–296, doi:10.5194/cp-3-279-2007, 2007b.
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y.: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, Nature Clim. Change, 2, 417–424, doi:10.1038/nclimate1456, 2012.
- Bradley, R. S.: Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary, 2nd edition, Academic Press, 613 pp., 1999.
- Bush, M. B., Miller, M. C., De Oliveira, P. E., and Colinvaux, P. A.: Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia, The Holocene, 10, 543–553,

- doi:10.1191/095968300672647521, 2000.
- Bush, M. B., Silman, M. R., De Toledo, M. B., Listopad, C., Gosling, W. D., Williams, C., De Oliveira, P. E., and Krisel, C.: Holocene fire and occupation in Amazonia: records from two lake districts, Philos. T. Roy. Soc. B., 362, 209–218, doi:10.1098/rstb.2006.1980, 2007.
- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B. M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M.-P., Maldonado, A., Sachs, J. P., and Schauer, A. J.: Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America, Quatern. Int., 253, 55–66, doi:10.1016/j.quaint.2011.02.004, 2012.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., and Liebmann, B.: The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall, J. Climate, 17, 88–108, 2004.
- Cassino, R. F.: Reconstituição da vegetação e do clima do Chapadão dos Gerais durante o Holoceno, a partir da análise palinológica da Vereda Laçador, Master Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, 2011.
- Chang, P., Fang, Y., Saravanan, R., Ji, L., and Seidel, H.: The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño, Nature, 443, 324–328, doi:10.1038/nature05053, 2006.
- Chaves, R. R. and Nobre, P.: Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone, Geophys. Res. Lett., 31, L03204, doi:10.1029/2003GL018647, 2004.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., and Marengo, J. A.: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, Geophys. Res. Lett., 36, L21707, doi:10.1029/2009GL039914, 2009.
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., and Wefer, G.: How different proxies record precipitation variability over southeastern South America, IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 9, 012007, doi:10.1088/1755-1315/9/1/012007, 2010.
- CLIMAP Project Members: The surface of the ice-age Earth, Science, 191, 1131–1144, doi:10.1126/science.191.4232.1131, 1976
- CLIMAP Project Members: Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum, Geol. Soc. Am., Map and Chart Series, 36, 1–18, 1981.
- CLIMAP Project Members: The Last Interglacial Ocean, Quaternary Int., 21, 123–224, 1984.
- COHMAP Members: Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations, Science, 241, 1043–1052, 1988.
- Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C., and Bush, M. B.: A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times, Science, 274, 85–88, 1996.
- Cruz Jr., F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Silva Dias, P. L., and Viana Jr., O.: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, Nature, 434, 63–66, 2005.
- Cruz Jr., F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., and Vuille, M.: Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems, Earth Planet. Sc. Lett., 248, 495–507, doi:10.1016/j.epsl.2006.06.019, 2006a.

- Cruz Jr., F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., and Ferrari, J. A.: A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene, Quaternary Sci. Rev., 25, 2749–2761, doi:10.1016/j.quascirev.2006.02.019, 2006b.
- Cruz Jr., F. W., Burns, S. J., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W. D., and Vuille, M.: Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in Late Pleistocene stalagmite, Geochim. Cosmochim. Ac., 71, 2250–2263, doi:10.1016/j.gca.2007.02.005, 2007.
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A. S., and Nguyen, H.: Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation, Nat. Geosci., 2, 210–214, doi:10.1038/NGEO444, 2009.
- Czaja, A. and Frankignoul, C.: Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, J. Climate, 15, 606– 623, 2002.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–537, 2011.
- De Oliveira, P. E.: A palynological record of Late Quaternary vegetational and climatic change in southeastern Brazil, PhD Dissertation, The Ohio State University, 1992.
- De Oliveira, P. E., Barreto, A. M. F., and Suguio, K.: Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River, Palaeogeogr. Palaeocl., 152, 319–337, 1999.
- De Toledo, M. B. and Bush, M. B.: A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas, J. Biogeogr., 34, 1313–1326, 2007.
- Dickson, R. R. and Brown, J.: The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates and pathways, J. Geophys. Res., 99, 12319–12341, 1994.
- Enfield, D. B. and Mayer, D. A.: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation, J. Geophys. Res., 108, 929–945, 1997.
- Enfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M., and Trimble, P. J.: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., 28, 2077–2080, 2001.
- Enters, D., Behling, H., Mayr, C., Dupont, L., and Zolitschka, B.: Holocene environmental dynamics of south-eastern Brazil recorded in laminated sediments of Lago Aleixo, J. Paleolimnol., 44, 265–277, doi:10.1007/s10933-009-9402-z, 2010.
- Ferraz-Vicentini, K. R. and Salgado-Labouriau, M. L.: Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil, J. S. Am. Earth Sci., 9, 207–219, 1996.
- Garcia, M. J., De Oliveira, P. E., Siqueira, E., and Fernandes, R.
 S.: A Holocene vegetational and climatic record from the Atlantic rainforest belt of coastal State of São Paulo, SE Brazil,

- Rev. Palaeobot. Palyno., 131, 181-199, 2004.
- Garcia, S. R. and Kayano, M. T.: Relação dos sistemas de monção com as variabilidade tropical interanual e multi-decenal, Rev. Bras. Meteorol., 24, 69–86, 2009.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J.: Present-day South American climate, Palaeogeogr. Palaeocl., 281, 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032, 2009.
- Giraudeau, J. and Beaufort, L.: Coccolithophores: from extant populations to fossil assemblages, in: Proxies in Late Cenozoic paleoceanography Developments in Marine Geology, edited by: Hillaire-Marcel, C. and De Vernal, A., Elsevier, 409–439, 2007.
- Goni, G., Kamholz, S., Garzoli, S., and Olson, D.: Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry, J. Geophys. Res., 101, 16273–16289, 1996.
- Gouveia, S. E. M., Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Boulet, R., Scheel-Ybert, R., Bendassoli, J. A., Ribeiro, A. S., and Freitas, H. A.: Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil, Global Planet. Change, 33, 95–106, 2002.
- Groeneveld, J. and Chiessi, C. M.: Mg/Ca of Globorotalia inflata as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic, Paleoceanography, 26, PA2203, doi:10.1029/2010PA001949, 2011.
- Harrison, S. P., Kutzbach, J E., Liu, Z., Bartlein, P. J., Otto-Bliesner, B., Muhs, D., Prentice, I. C., and Thompson, R. S.: Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality, Clim. Dynam., 20, 663–688, doi:10.1007/s00382-002-0300-6, 2003.
- Hassan, G. S., Espinosa, M. A., and Isla, F. I.: Diatom-based inference model for paleosalinity reconstructions in estuaries along the northeastern coast of Argentina, Palaeogeogr. Palaeocl., 275, 77–91, 2009.
- Hughen, K. A., Eglinton, T. I., Xu, L., and Makou, M.: Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes, Science, 304, 1955–1959, doi:10.1126/science.1092995, 2004.
- Huntley, B.: Reconstructing palaeoclimates from biological proxies: some often overlooked sources of uncertainty, Quaternary Sci. Rev., 31, 1–16, doi:10.1016/j.quascirev.2011.11.006, 2012.
- Iriarte, J.: Vegetation and climate change since 14,810 14C yr B.P. in southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies, Quaternary Res., 65, 20–32, 2006.
- Iriarte, J., Holst, I., Marozzi, O., Listopad, C., Alonso, E., Rinderknecht, A., and Montaña, J.: Evidence for cultivar adoption and emerging complexity during the mid-Holocene in the La Plata Basin, Nature, 432, 614–617, 2004.
- Irion, G., Bush, M. B., Nunes de Mello, J. A., Stüben, D., Neumann, Müller, G., Morais de, J. O., and Junk, J. W.: A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia, Palaeogeogr. Palaeocl., 240, 523–535, doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.005, 2006.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., and Albuquerque, A. L. S.: Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil), Palaeogeogr. Palaeocl., 205, 183–197, doi:10.1016/j.palaeo.2003.12.005, 2004.
- Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., and Lohmann, G.: Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature

- and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period, Paleoceanography, 22, PA4206, doi:10.1029/2006PA001391, 2007.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F.,
 Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.
 R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., and Zhang, D.: Palaeoclimate, in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.
 B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 497 pp., 2007.
- Joussaume, S. and Braconnot, P.: Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions, J. Geophys. Res., 102, 1943–1956, 1997.
- Kageyama, M., Laîne, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Cortijo, E., Crucifix, M., De Vernal, A., Guiot, J., Hewitt, C. D., Kitoh, A., Kucera, M., Marti, O., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rosell-Melé, A., Vettoretti, G., Weber, S. L., and Yu, Y.: Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions, Quaternary Sci. Rev., 25, 2082–2102, 2006.
- Kohfeld, K. E. and Harrison, S. P.: How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets, Quaternary Sci. Rev., 19, 321–346, 2000.
- Kohfeld, K. E. and Harrison, S. P.: DIRTMAP: the geological record of dust, Earth Sci. Rev., 54, 81–114, 2001.
- Kucera, M., Rosell-Melé, A., Schneider, R., Waelbroeck, C., and Weinelt, M.: Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO), Quaternary Sci. Rev., 24, 813– 819, 2005.
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M., and Rahmstorf, S.: On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning circulation, Rev. Geophys., 45, 1–32, 2007
- Leal, M. G. and Lorscheitter, M. L.: Plant succession in a forest on the Lower Northeast Slope of Serra Geral, Rio Grande do Sul, and Holocene palaeoenvironments, Southern Brazil. Acta Bot. Bras., 21, 1–10, 2007.
- Ledru, M.-P.: Late Quaternary environmental and climatic changes in central Brazil, Quaternary Res., 39, 90–98, 1993.
- Ledru, M.-P., Cordeiro, R. C., Dominguez, J. M. L., Martin, L., Mourguiart, P., Sifeddine, A., and Turcq, B.: Late-glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó, Northern Brazil, Quaternary Res., 55, 47–56, doi:10.1006/qres.2000.2187, 2001.
- Ledru, M.-P., Mourguiart, P., Ceccantini, G., Turcq, B., and Sifeddine, A.: Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt climatic change, Geology, 30, 275–278, 2002.
- Ledru, M.-P., Rousseau, D.-D., Cruz Jr., F. W., Riccomini, C., Karmann, I., and Martin, L.: Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison, Quaternary Res., 64, 444–450, 2005.
- Ledru, M.-P., Ceccantini, G., Gouveia, S. E. M., López-Sáez, J. A., Pessenda, L. C. R., and Ribeiro, A. S.: Millennial-scale cli-

- matic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the Last Glacial Maximum, Quaternary Sci. Rev., 25, 1110–1126, 2006.
- Ledru, M.-P., Mourguiart, P., and Riccomini, C.: Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial, Palaeogeogr. Palaeocl., 27, 140–152, 2009.
- Leduc, G, Schneider, R., Kim, J. H., and Lohmann, G.: Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry, Quaternary Sci. Rev., 29, 989–1004, doi:10.1016/j.quascirev.2010.01.004, 2010.
- Lenters, J. D. and Cook, K. H.: Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America, J. Climate, 8, 2988–3005, 1995.
- Lenters, J. D. and Cook, K. H.: On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate, J. Atmos. Sci., 54, 656–677, 1997.
- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., and Johnson, D. R.: World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature, S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 184 pp., 2010.
- Lorente, F. L., Meyer, K. E. B., and Horn, A. H.: Análise palinológica de vereda da Fazenda Urbano, município de Buritizeiro, Minas Gerais, Brasil, Geonomos, 18, 57–72, 2010.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., and Francis, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, B. Am. Meteor. Soc., 78, 1069–1079, 1997.
- MARGO Project Members: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, Nat. Geosci., 2, 127–132, doi:10.1038/NGEO411, 2009.
- Marengo, J. A., Soares, W., Saulo, W., and Nicolini, M.: Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses, J. Climate, 17, 2261–2280, 2004.
- Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F. A., Carvalho, L. M. V., Berbery, E. H., Ambrizzi, T., Vera, C. S., Saulo, A. C., Nogues-Paegle, J., Zipser, E., Seth, A., and Alves, L. M.: Recent developments on the South American Monsoon system, Int. J. Climatol., 32, 1–21, doi:10.1002/joc.2254, 2012.
- Mayle, F. E., Burbridge, R., and Killeen, T. J.: Millennial-scale dynamics of southern Amazonian rain forests, Science, 290, 2291–2294, doi:10.1126/science.290.5500.2291, 2000.
- Melo, M. L. D. and Marengo, J. A.: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid-Holocene, The Holocene, 18, 501–516, 2008.
- Moro, R. S., Bicudo, C. E. M., Melo, M. S., and Schmitt, J.: Paleoclimate of the late Pleistocene and Holocene at Lagoa Dourada, Paraná State, southern Brazil, Quatern. Int., 114, 87–99, 2004.
- Nagai, R. H., Sousa, S. H. M., Burone, L., and Mahiques, M. M.: Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: benthic foraminifera and sedimentological proxies, Quatern. Int., 206, 62–71, doi:10.1016/j.quaint.2008.10.014, 2009.
- Oliveira, M. A. T., Behling, H., and Pessenda, L. C. R.: Late-Pleistocene and mid-Holocene environmental changes in high-land valley head areas of Santa Catarina State, Southern Brazil, J. S. Am. Earth Sci., 26, 55–67, 2008a.

- Oliveira, M. A. T., Behling, H., Pessenda, L. C. R., and Lima, G. L.: Stratigraphy of near-valley head quaternary deposits and evidence of climate-driven slope-channel processes in Southern Brazilian highlands, Catena, 75, 77–92, 2008b.
- Parizzi, M. G., Salgado-Labouriau, M. L., and Kohler, H. C.: Genesis and environment history of Lagoa Santa, southeastern Brazil, The Holocene, 8, 311–321, 1998.
- Parolin, M., Medeanic, S., and Stevaux, J. C.: Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS), Rev. Bras. Paleontol., 9, 137–148, 2006.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H.: Physics of climate, Springer-Verlag, 520 pp., 1992.
- Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Melfi, A. J., Telles, E. C. C., Boulet, R., Valencia, E. P. E., and Tomazello, M.: The use of carbon isotopes (13C, 14C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil, Radiocarbon, 38, 191–201, 1996.
- Pessenda, L. C. R., Gouveia, S. E. M., Aravena, R., Boulet, R., and Valencia, E. P. E.: Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes, Quatern. Int., 114, 35–43, doi:10.1016/S1040-6182(03)00040-5, 2004a.
- Pessenda, L. C. R., Ribeiro, A. S., Gouveia, S. E. M., Aravena, R., Boulet, R., and Bendassolli, J. A.: Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter, Quaternary Res., 62, 183–193, doi:10.1016/j.yqres.2004.06.003, 2004b.
- Pessenda, L. C. R., Ledru, M.-P., Gouveia, S. E. M., Aravena, R., Ribeiro, A. S., Bendassolli, J. A., and Boulet, R.: Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotope records, The Holocene, 15, 812–820, doi:10.1191/0959683605hl855ra, 2005.
- Pessenda, L. C. R., De Oliveira, P. E., Mofatto, M., Medeiros, V. B., Garcia, R. J. F., Aravena, R., Bendassoli, J. A., Leite, A. Z., Saad, A. R., and Etchebehere, M. L.: The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 14C yr BP based on carbon isotopes and pollen records, Quaternary Res., 71, 437–452, doi:10.1016/j.yqres.2009.01.008, 2009.
- Peterson, R. G. and Stramma, L.: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, Prog. Oceanog., 26, 1–73, 1991.
- Pinot, S., Ramstein, G., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Guiot, J., Stute, M., and Joussaume, S.: Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum: comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata, Clim. Dynam., 15, 857–874, 1999.
- Pivel, M. A. G., Toledo, F. A. L., and Costa, K. B.: Foraminiferal record of changes in summer monsoon precipitation at the southeastern Brazilian continental margin since the Last Glacial Maximum, Rev. Bras. Paleontol., 13, 79–88, doi:10.4072/rbp.2010.2.01, 2010.
- Power, M. J., Marlon, J., Ortiz, N., Bartlein, P. J., Harrison, S. P., Mayle, F. E., Ballouche, A., Bradshaw, R. H. W., Carcaillet, C., Cordova, C., Mooney, S., Moreno, P. I., Prentice, I. C., Thonicke, K., Tinner, W., Whitlock, C., Zhang, Y., Zhao, Y., Ali, A. A., Anderson, R. S., Beer, R., Behling, H., Briles, C., Brown, K. J., Brunelle, A., Bush, M., Camill, P., Chu, G. Q., Clark, J., Colombaroli, D., Connor, S., Daniau, A.-L., Daniels, M., Dodson, J., Doughty, E., Edwards, M. E., Finsinger, W., Foster, D., Frechette, J., Gaillard, m.-J., Gavin, D. G., Gobet, E., Haberle,

- S., Hallett, D. J., Higuera, P., Hope, G., Horn, S., Inoue, J., Kaltenrieder, P., Kennedy, L. Kong, Z. C., Larsen, C., Long, C. J., Lynch, J., Lynch, E. A., McGlone, M., Meeks, S., Mensing, S., Meyer, G., Minckley, T., Mohr, J., Nelson, D. M., New, J., Newnham, R., Noti, R., Oswald, W., Pierce, J., Richard, P. J. H., Rowe, C., Sanchez Goñi, M. F., Shuman, B. N., Takahara, H., Toney, J., Turney, C., Urrego-Sanchez, D. H., Umbanhowar, C., Vandergoes, M., Vanniere, B., Vescovi, E., Walsh, M., Wang, X., Williams, N., Wilmshurst, J., and Zhang, J. H.: Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data, Clim. Dynam., 30, 887–907, doi:10.1007/s00382-007-0334-x, 2008.
- Prentice, I. C. and Webb III, T.: BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records, J. Biogeogr., 25, 997–1005, doi:10.1046/j.1365-2699.1998.00235.x, 1998.
- Prieto, A. R.: Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina, Quaternary Res., 45, 75–88, 1996.
- Prieto, A. R., Blasi, A. M., De Francesco, C. G., and Fernández, C.: Environmental history since 11,000 14C yr B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River, Quaternary Res., 62, 146–161, 2004.
- Reboita, M. S., Rocha, R. P., Ambrizzi, T., and Sugahara, S.: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3), Clim. Dynam., 35, 1331–1347, doi:10.1007/s00382-009-0668-7, 2010.
- Salas-Melia, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Gueremy, J., Marquet, P., Planton, S., Royer, J., and Tyteca, S.: Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, Technical Report 103, CNRM, Météo-France, Toulouse, 36 pp. 2005.
- Salgado-Labouriau, M. L., Casseti, V., Ferraz-Vicentini, K. R., Martin, L., Soubiès, F., Suguio, K., and Turcq, B.: Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil, Palaeogeogr. Palaeocl., 128, 215–226, 1997.
- Scheel-Ybert, R., Gouveia, S. E. M., Pessenda, L. C. R., Aravena, R., Coutinho, L. M., and Boulet, R.: Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil d13C analysis, The Holocene, 13, 73–81, doi:10.1191/0959683603hl596rp, 2003.
- Servant, M., Maley, J., Turcq, B., Absy, M. L., Brenac, P., Fournier, M., and Ledru, M.-P.: Tropical forest changes during the Late Quaternary in African and South American lowlands, Global Planet. Change, 7, 25–40, 1993.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Soubies, F., Suguio, K., and Turcq, B.: La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques au cours des 60,000 dernières années, Bull. Soc. Géol. France, 165, 613–621, 1994.
- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeio, C., Soubiès, F., Cordeiro, R. C., and Suguio, K.: Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years, Palaeogeogr. Palaeocl., 168, 221–235, 2001.
- Sifeddine, A., Wirrmann, D., Albuquerque, A. L. S., Turcq, B., Cordeiro, R. C., Gurgel, M. H.C., and Abrão, J. J.: Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa, Palaeogeogr. Palaeocl., 214, 41–53,

- doi:10.1016/j.palaeo.2004.06.012, 2004.
- Silva, G. A. M., Drumond, A., and Ambrizzi, T.: The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation, Theor. Appl. Climatol., 106, 307–319, doi:10.1007/s00704-011-0427-7, 2011.
- Silva Dias, P. L., Turcq, B., Silva Dias, M. A. F., Braconnot, P., and Jorgetti, T.: Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach, in: Past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America and surrounding regions, edited by: Vimeux, F., Sylvestre, F., and Khodri, M., Springer-Verlag, 259–281, 2009.
- Smith, C. B, Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., França, M. C., Guimarães, J. T. F., Rossetti, D. F., and Lara, R. J.: Holocene coastal vegetational changes at the mouth of the Amazon River, Rev. Palaeobot. Palyno., 168, 21–30, doi:10.1016/j.revpalbo.2011.09.008, 2011.
- Srokosz, M., Baringer, M., Bryden, H., Cunningham, S., Delworth, T., Lozier, S., Marotzke, J., and Sutton, R.: Past, present, and future changes in the Atlantic Meridional Overturning circulation, B. Amer. Meteor. Soc., 93, 1663–1676, doi:10.1175/BAMS-D-11-00151.1, 2012.
- Stevaux, J. C.: Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. Quatern. Int., 72, 73–85, 2000.
- Stríkis, N. M., Cruz, F. W., Cheng, H., Karmann, I., Lawrence Edwards, R., Vuille, M., Wang, X., De Paula, M. S., Novello, V. F., and Auler, A. S.: Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothems record from central-eastern Brazil, Geology, 39, 1075–1078, doi:10.1130/G32098.1, 2011.
- Takahashi, K. and Battisti, D. S.: Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part I: the Andes and the eastern Pacific ITCZ, J. Climate, 20, 3434–3451, doi:10.1175/JCLI4198.1, 2007.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., and Swift, J. H.: Descriptive physical oceanography: an introduction, Elsevier, 6th Ed., 555 pp., 2011.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, B. Am. Meteor. Soc., 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012.
- Toledo, F. A. L., Costa, K. B., and Pivel, M. A. G.: Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr, Global Planet. Change, 57, 383–395, 2007.
- Toledo, F. A. L., Costa, K. B., Pivel, M. A. G., and Campos, E. J. D.: Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera, Rev. Bras. Paleontol, 11, 169– 178, doi:10.4072/rbp.2008.3.03, 2008.
- Trenberth, K. E.: The definition of El Niño, B. Am. Meteor. Soc., 78, 2771–2777, 1997.
- Turcq, B., Pressinotti, M. M. N., and Martin, L.: Paleohydrology and paleoclimate of the past 33,000 years at the Tamanduá River, Central Brazil, Quaternary Res., 47, 284–294, 1997.
- Turcq, B., Albuquerque, A. L. S., Cordeiro, R. C., Sifeddine, A.,
 Simões Filho, F. F. L., Souza, A. G., Abrão, J. J., Oliveira, F.
 B. L., Silva, A. O., and Capitâneo, J.: Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene, Sediment.
 Geol., 148, 319–342, 2002.
- Valdes, P. J.: South American palaeoclimate model simulations: how reliable are the models?, J. Quaternary. Sci., 15, 357–368,

- 2000.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A., and Straub, D. N.: An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins, J. Geophys. Res., 103, 24723–24736, 1998.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., and Zhang, C.: Toward a unified view of the American Monsoon Systems, J. Climate, 19, 4977–5000, 2006.
- Vilanova, I., Prieto, A. R., and Espinosa, M.: Palaeoenvironmental evolution and sea-level fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene, J. Quaternary Sci., 21, 227–242, doi:10.1002/jqs.953, 2006.
- Visbeck, M.: A station-based Southern Annular Mode Index from 1884 to 2005, J. Climate, 22, 940–950, doi:10.1175/2008JCLI2260.1, 2009.
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H., and Novello, V. F.: A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia, Clim. Past, 8, 1309–1321, doi:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.
- Wainer, I., Gent, P., and Goni, G.: Annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the National Center for Atmospheric Research Climate System Model, J. Geophys. Res., 105, 26167–16177, 2000.
- Wainer, I., Clauzet, G., Ledru, M.-P., Brady, E., and Otto-Bliesner, B.: Last Glacial Maximum in South America: Paleoclimate proxies and model results, Geophys. Res. Lett., 32, L08702, doi:10.1029/2004GL021244, 2005.
- Wainer, I., Servain, J., and Clauzet, G.: Is the decadal variability in the tropical Atlantic a precursor to the NAO?, Ann. Geophys., 26, 4075–4080, doi:10.5194/angeo-26-4075-2008, 2008.

- Wang, X., Auler, A. S., Lawrence Edwards, R., Cheng, H., Ito, E., and Solheid, M.: Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period, Quaternary Sci. Rev., 25, 3391–3403, doi:10.1016/j.quascirev.2006.02.009, 2006.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., and Solheid, M.: Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years, Geophys. Res. Lett., 34, L23701, doi:10.1029/2007GL031149, 2007.
- Weldeab, S., Schneider, R. R., and Kölling, M.: Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities, Earth Planet. Sci. Lett., 241, 699–706, 2006.
- Whitney, B. S., Mayle, F. E., Punyasena, S. W., Fitzpatrick, K. A., Burn, M. J., Guillen, R., Chavez, E., Mann, D., Pennington, R. T., and Metcalfe, S. E.: A 45 kyr Palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America, Palaeogeogr. Palaeocl., 307, 177–192, doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.012, 2011.
- Wirtz, K. W., Lohmann, G., Bernhardt, K., and Lemmen, C.: Mid-Holocene regional reorganization of climate variability: analyses of proxy data in the frequency domain, Palaeogeogr. Palaeocl., 298, 189–200, doi:10.1016/j.palaeo.2010.09.019, 2010.
- Zebiak, S. E.: Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region, J. Climate, 6, 1567–1586, 1993.
- Zech, W., Zech, M., Zech, R., Peinemann, N., Morrás, H. J. M., Moretti, L., Ogle, N., Kalim, R. M., Fuchs, M., Schad, P., and Glaser, B.: Late Quaternary palaeosol records from subtropical (38° S) to tropical (16° S) South America and palaeoclimatic implications, Quatern. Int., 196, 107–120, doi:10.1016/j.quaint.2008.01.005, 2009.
- Zhou, J. and Lau, K.-M.: Does a monsoon climate exist over South America?, J. Climate, 11, 1020–1040, 1998.



Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System

Luciana F Prado, Ilana Wainer and Cristiano M Chiessi

The Holocene 2013 23: 1915 originally published online 8 October 2013

DOI: 10.1177/0959683613505336

The online version of this article can be found at: http://hol.sagepub.com/content/23/12/1915

Published by: \$SAGE

http://www.sagepublications.com

Additional services and information for The Holocene can be found at:

Email Alerts: http://hol.sagepub.com/cgi/alerts

Subscriptions: http://hol.sagepub.com/subscriptions

Reprints: http://www.sagepub.com/journalsReprints.nav

Permissions: http://www.sagepub.com/journalsPermissions.nav

Citations: http://hol.sagepub.com/content/23/12/1915.refs.html

>> Version of Record - Nov 28, 2013

OnlineFirst Version of Record - Oct 8, 2013

What is This?



Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System

The Holocene 23(12) 1915–1920 © The Author(s) 2013 Reprints and permissions: sagepub.co.uk/journalsPermissions.nav DOI: 10.1177/0959683613505336 hol.sagepub.com



Luciana F Prado, Ilana Wainer and Cristiano M Chiessi

Abstract

The mean precipitation fields for eastern South America from eight mid-Holocene (6 ka) simulations, part of the third phase of Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP3) and the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5), are evaluated. These simulations were compared to a new multiproxy compilation of 120 previously published records of changes in South American paleoclimate. Results show that when compared with modern conditions, mid-Holocene proxy data point to a drier Southern Brazil and South Atlantic Convergence Zone (SACZ), but a wetter/similar Northeastern Brazil. This suggests a weaker South American Monsoon System during the mid-Holocene when compared with its modern strength. All analyzed model simulations indicate a similar pattern, with a southward shift of the Intertropical Convergence Zone during the mid-Holocene, related to a weaker South Atlantic subtropical high, and negative annual precipitation anomalies over the SACZ area. Regional differences between the analyzed models were clearly detected.

Keywords

CMIP5, mid-Holocene, multiproxy compilation, PMIP3, precipitation, South America

Received 4 August 2012; revised manuscript accepted 19 July 2013

Introduction

One of the main concerns associated with changes in Earth's climate is related to our ability to make future climate projections as reliable as possible. This is a significantly important issue for planning and implementing adaptation and mitigation policies. Climate model simulations are important tools to link cause and effect in past climates (Jansen et al., 2007). However, climate models cannot reproduce reality perfectly, either because of scarce observed background fields, by imperfect dynamical description of physical mechanisms, or by limitations related to spatial resolution and computational capacity. The high complexity of current climate models requires benchmarking against comprehensive data syntheses to ensure that the models can simulate significantly different climates. Comprehensive data syntheses can only be achieved when combining data from multiple proxies. The mid-Holocene (7-5 ka) is one of the best-suited past climates for performing model data comparison because this period allows us to investigate the effects that changes in orbital forcing had over the climate (e.g. Braconnot et al., 2007a, 2007b; Gladstone et al., 2005; Jansen et al., 2007). Figure 1 presents Holocene values from 7 ka BP to present, for (1) February insolation at 10°S in W/m² (Berger and Loutre, 1991), (2) ice volume equivalent sea-level function in meters below sea level (m b.s.l.; Lambeck and Chappell, 2001), and (c) European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C CO₂ mean values in parts per million per volume (ppmv; Monnin et al., 2001). It can be clearly seen that the more important changes observed within this period are related to summer insolation (c. 20 W/m²), while sea-level and CO₂ variations are minor (c. 5 m b.s.l. and 20 ppmv, respectively). Mid-Holocene climate numerical experiments have been conducted by the third phase of the Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP3; Braconnot et al., 2012), now part of the Coupled

Model Intercomparison Project (CMIP5) multimodel database (Taylor et al., 2012). The PMIP3/CMIP5 outputs from state-of-theart models can be compared to paleodata and then validated. Here, we use a mid-Holocene comprehensive multiproxy compilation based on 120 records of precipitation, the first one to eastern South America (Prado et al., 2013) and compare it to the state-of-the-art PMIP3/CMIP5 model data set with a focus on the South American Monsoon System (SAMS; Vera et al., 2006; Zhou and Lau, 1998). The precipitation volume related to SAMS in eastern South America is modulated by two main features, during summer (e.g. Lenters and Cook, 1995): the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), an equatorial cloud band resulting from the low-level convergence of mass and moisture, and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), a northwest-southeast oriented cloud band (details in Horel et al., 1989; Lenters and Cook, 1997). Our innovation relative to previous studies (e.g. Carré et al., 2012; Dias et al., 2009; Melo and Marengo, 2008) is using a mid-Holocene multiproxy data compilation from eastern South America and applying it to evaluate eight PMIP3/CMIP5 model simulations.

Models description and methods

Mid-Holocene and Pre-Industrial (used as the control run) monthly precipitation fields were obtained from the PMIP3/

Universidade de São Paulo, Brazil

Corresponding author:

Luciana F Prado, Departamento de Oceanografia Física, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico, 191, 05508-120, São Paulo, Brazil. Email: luciana.prado@usp.br 1916 The Holocene 23(12)

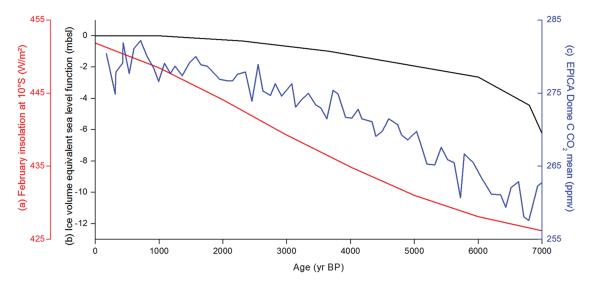


Figure 1. Values of 7 ka BP to present of (a) February insolation values at 10°S in W/m² (red line), obtained from Berger and Loutre (1991); (b) ice volume equivalent sea-level function in meters below sea level (m b.s.l.), computed by Lambeck and Chappell (2001) (black line); and (c) CO₂ mean values (ppmv) derived from EPICA Dome C core (blue line, data from Monnin et al., 2001). EPICA: European Project for Ice Coring in Antarctica.

Table 1. CMIP5 official models used in this study. Grid refers to horizontal spacing (longitude × latitude).

Model name	Modeling center	Grid	Reference	
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	1.875 × 1.25	Kageyama et al. (2012) and Marti et al. (2010)	
MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), and National Insti- tute for Environmental Studies (MIROC)	2.8125 (Gaussian)	Watanabe et al. (2011)	
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	1.25 × 0.9424	Gent et al. (2011)	
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques/Cen- tre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)	1.4063 (Gaussian)	Voldoire et al. (2013)	
FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (LASG-IAP)	2.8125 (Gaussian)	Bao et al. (2012)	
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre (MOHC)	1.875 × 1.25	Collins et al. (2008)	
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre (MOHC)	1.875 × 1.25	Collins et al. (2008)	
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (BCC)	2.8125 (Gaussian)	Xin et al. (2013)	

CMIP5 multimodel data set (Taylor et al., 2012). The eight PMIP3/CMIP5 official models analyzed, their references and other details are described in Table 1. CO₂ and other well-mixed gas concentrations were imposed and did not change throughout the Pre-Industrial and mid-Holocene simulations (Taylor et al., 2009). Orbital parameters considered for the mid-Holocene are eccentricity of 0.018682, obliquity of 24.105°, and perihelion-180° of 0.87°. We computed the mean climatological precipitation fields for both mid-Holocene and Pre-Industrial outputs, and then obtained the annual mean precipitation anomalies by subtracting the mid-Holocene annual mean from the Pre-Industrial one (Figure 3b-i). An ensemble mean of the mid-Holocene annual mean precipitation anomalies was also computed (Figure 3a), in order to evaluate the multimodel spread. Finally, to analyze the differences in seasonality among the models over three key regions in South America, we computed the mean annual cycle of precipitation for the mid-Holocene and Pre-Industrial runs. A similar computation was also performed for the difference field between the mid-Holocene and the Pre-Industrial simulations (Figure 4). These three regions (Figure 2) were defined as

Northeastern (NE) Brazil (3° – 13° S and 33° – 43° W), where the wet season is strongly related to the seasonal displacement of the ITCZ; Southeastern (SE) Brazil (14° – 25° S; 40° – 50° W), where the SACZ plays an important role during the summer monsoon and is responsible for the greatest part of annual precipitation totals (e.g. Carvalho et al., 2004); and western Amazon (WA; 0° – 10° S and 55° – 70° W), where the SAMS acts during the austral summer.

Paleorecords

A multiproxy data compilation (Prado et al., 2013) derived from 120 records published in 84 studies is used to evaluate the PMIP3/CMIP5 model results (Figure 3) for eastern South America. This compilation includes paleoclimatic information extracted from pollen assemblages, stable isotope analyses in foraminifers and speleothems, lake sediments, physico-chemical soil analyses, and relative abundance of microfossils such as diatoms, algae, foraminifers, and pollen. The paleodata were evaluated by means of a quality index, based on the Multiproxy Approach for the

Prado et al. 1917

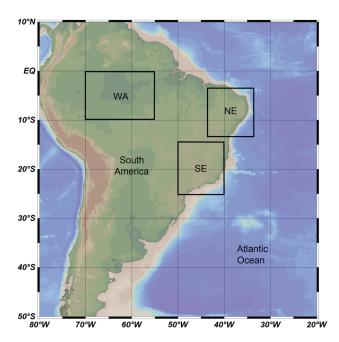


Figure 2. Study area: squares refer to selected regions for the computation of the annual cycle of precipitation, where NE means Northeastern Brazil (3°-13°S and 33°-43°W), SE means Southeastern Brazil (14°-25°S and 40°-50°W), and WA means western Amazon (0°-10°S and 55°-70°W).

Reconstruction of the Glacial Ocean Surface (MARGO) approach (Kucera et al., 2005), which depends on three main types of information: (1) sampling resolution, represented by the mean ratio 'Number of Samples/Core Length'; (2) calibration index, which equals one if ages are calibrated, and zero if not; and (3) number of datings, divided by 10. The quality index is the simple average of the three quantities mentioned above.

Results

The mid-Holocene multiproxy data compilation is mostly constituted by pollen records, which present low-quality climatic information when compared with speleothem records, for example, mainly because of low sample resolution. The climate of the mid-Holocene inferred by the paleorecords (Figure 3) clearly suggests drier than Pre-Industrial conditions in eastern South America, except for NE Brazil, which presents scarce data with just two records showing a wetter than Pre-Industrial climate, while other two show conditions similar to Pre-Industrial period. Some blue dots in the coast of SE Brazil also show a wetter than Pre-Industrial climate, which could be related to coastal phenomena. This scenario was discussed with more details in Prado et al. (2013). It is clear that the greatest data density is concentrated in SE and Southern Brazil. Data with greater quality are mainly related to speleothem records, and are located in SE/Southern Brazil.

PMIP3/CMIP5 model results for the mid-Holocene annual cycle of precipitation show, in general, drier than Pre-Industrial conditions in eastern South America, except for the coastal region of NE Brazil, with wetter than Pre-Industrial conditions. However, clear differences in strength and spatial patterns are observed. The ensemble mean annual precipitation anomalies for the mid-Holocene (Figure 3a) fit well with the paleodata, showing a disagreement in the southern part of NE region (c. 10°–15°S to 40°–45°W) and at the coast of SE Brazil. Individual models show four different patterns for the mid-Holocene: (1) BCC-CSM1.1, CCSM4, IPSL-CM5A-LR and MIROC-ESM (Figure 3b, c, h and i, respectively) suggest a drier than Pre-Industrial eastern South America, but with a wetter North and NE Brazil; (2) CNRM-CM5

(Figure 1e) presents drier than Pre-Industrial conditions all over South America, except for the area over the Atlantic Ocean between 10°S and 23°S near the coast; (3) wetter than Pre-Industrial conditions in NE and Southern Brazil are presented by Had-GEM2-CC and HadGEM2-ES (Figure 3f and g, respectively), and a drier than Pre-Industrial climate in other areas; and finally, (4) FGOALS-s2 (Figure 3e) output shows a spatial pattern similar to the ensemble mean (Figure 3a), characterizing a drier than Pre-Industrial South America, except for NE Brazil.

Figure 4a and b shows that the annual cycle of precipitation in the NE region (see Figure 2 for regions location) has a very similar pattern for both the mid-Holocene and the Pre-Industrial runs. The wet season peaked around March, and the dry season occurred from August to October. However, differences of up to 300 mm/ month in amplitude can be observed among the models analyzed. Phase displacements of up to 2 months regarding the peak of the wet season can also be noticed in both mid-Holocene and Pre-Industrial annual cycles (BCC-CSM1.1 and HadGEM2-CC; dashed gray and yellow curves in Figure 4a and b, respectively). Similar differences can be seen in the SE region (Figure 4d and e), except for the timing of the wet season, which peaked in December during mid-Holocene, and had greater precipitation volumes in January for the Pre-Industrial simulations. The dry season lasted for c. 3 months for both periods, except for the HadGEM2-ES model, which presents a wet season of 4 months during the mid-Holocene and Pre-Industrial annual cycle (from January to April in both periods). The amplitude of monthly volumes of precipitation presented a greater spread of values in the NE region (c. 300 mm/month during wet season), in comparison to the SE region (c. 150 mm/month during the wet season). The computation of the annual cycle of the mid-Holocene/Pre-Industrial differences in precipitation shows that the main differences among models occur during the wet season (Figure 4c and f). The Had-GEM2-ES model (dashed red curve) presents the greatest discrepancies relative to the ensemble values. The WA annual cycle of precipitation (Figure 4g, h and i) presents a longer wet season (November to May) than the SE region, compared to both mid-Holocene and Pre-Industrial values, although both areas are under influence of the SAMS. The models estimated the wet season monthly totals within the range of 120-270 mm in the mid-Holocene, and 140-280 in the Pre-Industrial period. The dry season ranged from 10-110 mm/month in the mid-Holocene, and also in the Pre-Industrial period. The HadGEM2-ES model results (dashed red curve) exhibit a later and wetter dry season during the Pre-Industrial, compared to the other models. This results in the greatest negative discrepancy shown in the difference between mid-Holocene and Pre-Industrial values (Figure 4i). All models but CNRM-CM5 show a drier than Pre-Industrial mid-Holocene wet season in the WA area, from January to April. Mid-Holocene monthly precipitation values below Pre-Industrial ones are observed throughout the year in the ensemble mean curve, except for August and September.

Discussion and conclusion

In general, all mid-Holocene model outputs analyzed are in good agreement with mid-Holocene paleodata (Figure 3), presenting drier than Pre-Industrial climate conditions for eastern South America, but wetter than Pre-Industrial climate conditions in NE Brazil, consistent with Cruz et al. (2009). Models were able to represent greater quality paleodata (i.e. speleothem records), situated mainly in SE Brazil (Cruz et al., 2007; Stríkis et al., 2011; Wang et al., 2006), validating the simulated precipitation field in these regions. Although these general features are consistent among models, significant regional differences exist. Records showing a wetter than Pre-Industrial climate at the coast of SE

1918 The Holocene 23(12)

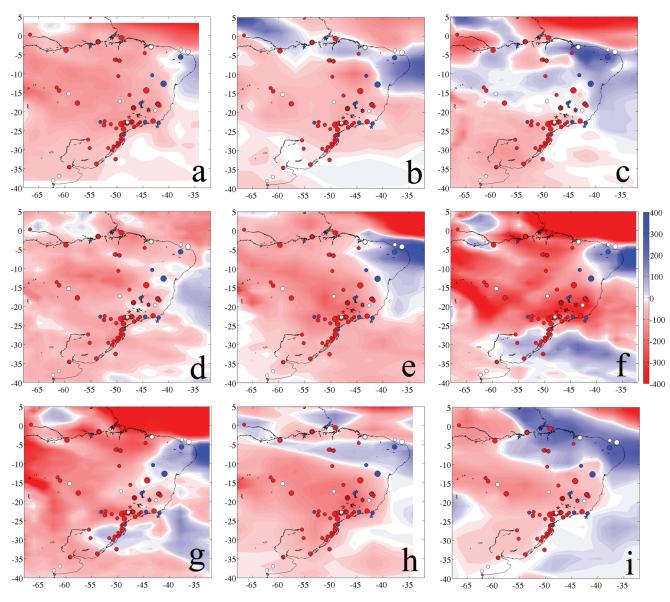


Figure 3. Mid-Holocene annual mean precipitation anomalies, in relation to Pre-Industrial values (control run), derived from PMIP3/CMIP5 model outputs (color shaded), and multiproxy data compilation of mid-Holocene precipitation (color symbols) over eastern South America. Red (blue)-shaded areas correspond to drier (wetter) mid-Holocene conditions if compared to the Pre-Industrial (control run), and are expressed in millimeters per year (mm/year). (a) Ensemble mean, (b) BCC-CSM.1.1, (c) CCSM4, (d) CNRM-CM5, (e) FGOALS-s2, (f) HadGEM2-CC, (g) HadGEM2-ES, (h) IPSL-CM5A-LR, and (i) MIROC-ESM (see Table I for more details about each model). Red (blue) circles refer to drier (wetter) than Pre-Industrial mid-Holocene climate, red (blue) stars refer to wet-to-dry (dry-to-wet) climate transition during mid-Holocene (7–5 ka), and white circles mean similar to Pre-Industrial mid-Holocene climate (Prado et al., 2013). The size of the symbols corresponds to the quality of the records, inferred from their age model and sampling resolution (see text for more details). Vertical axis corresponds to latitude values, and horizontal axis corresponds to longitude values, both in degrees (°).

Brazil could be related to regional circulation patterns, that are not represented by the global models analyzed. Two other misfits can be found at approximately 10°S 43°W (De Oliveira et al., 1999) and 13°S 42°W (Barreto, 2010), where the palaeodata suggest wetter than Pre-Industrial conditions, while the model ensemble (Figure 3a) suggests the opposite. This can be related to the spatial variability of the SACZ, since these two records were obtained in a transition area of action of this SAMS feature.

We suggest that changes in rainfall are linked to a weaker than Pre-Industrial SAMS due to a decrease in summer insolation in the Southern Hemisphere during the mid-Holocene, in relation to modern conditions (Figure 1). The analysis of the precipitation mean annual cycle for the mid-Holocene and Pre-Industrial periods shows differences in phase and amplitude among the models (Figure 4). Results for SE Brazil suggest an earlier than Pre-Industrial wet season in the mid-Holocene, with no similar

changes in the NE region. The wet season in the WA region was also impacted by mid-Holocene conditions, presenting lower than Pre-Industrial values from January to August. These results indicate that the mid-Holocene rainfall variation due to changes in insolation is more pronounced in areas influenced by the SAMS regime (SE and WA) although the ITCZ is shown slightly displaced southward in all models. Considering the SACZ as the main component of the SAMS, it is likely more affected by seasonal changes in insolation than the ITCZ, which rules the wet season in the equatorial area. Surely, the Bond event 4 at 5.5 ka (Bond et al., 2001) could have influenced the mid-Holocene climate within our compilation, at the millennial-scale. Yet, the time slice considered in this study (2 ka, from 7 to 5 cal. ka BP) is too wide to allow detection of events as short as the Bond 4 event (0.3 ka; Stríkis et al., 2011). Therefore, we consider the effect of the Bond event 4 on the average mid-Holocene climate reconstructed

Prado et al. 1919

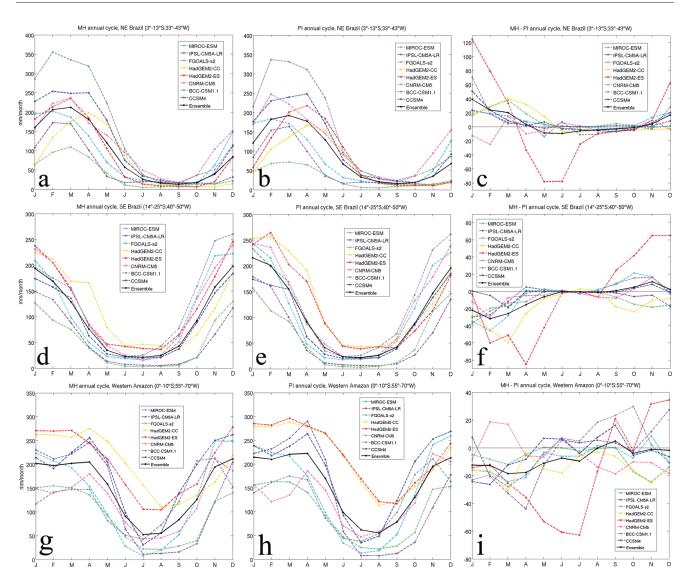


Figure 4. Precipitation mean annual cycle derived from PMIP3/CMIP5 models. Values for NE Brazil ($3^{\circ}-13^{\circ}S$; $33^{\circ}-43^{\circ}W$) in panels (a) mid-Holocene, (b) Pre-Industrial, and (c) difference between mid-Holocene and Pre-Industrial fields; values for SE Brazil ($14^{\circ}-25^{\circ}S$; $40^{\circ}-50^{\circ}W$) in panels (d) mid-Holocene, (e) Pre-Industrial, and (f) difference between mid-Holocene and Pre-Industrial fields; values for western Amazon ($0^{\circ}-10^{\circ}S$; $55^{\circ}-70^{\circ}W$) in panels (g) mid-Holocene, (h) Pre-industrial, and (i) difference between mid-Holocene and Pre-industrial fields. See Figure I (a) for the location of the areas NE, SE and Western Amazon. The black solid line indicates the ensemble mean of all models analyzed.

through our multiproxy compilation can be neglected. Further investigation of the cause/effect mechanisms involved in the mid-Holocene climate found here are underway through the analysis of the atmospheric paleocirculation in the SAMS region. It is important to mention that, different from previous studies on model/paleodata comparison (e.g. Dias et al., 2009; Melo and Marengo, 2008), this study presented a multiproxy paleorecords synthesis allowing a more complete model validation for eastern South America during the mid-Holocene. Nonetheless, it is clear that a more intensive sampling is needed all over eastern South America and Atlantic Ocean region, mainly in NE Brazil.

Acknowledgements

We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on coupled Modeling, which is responsible for CMIP, and we thank the climate modeling groups (listed in Table 1 of this paper) for producing and making available their model output. For CMIP, the US Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison provides coordinating support and led development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals.

Funding

The financial support was provided by FAPESP (grant number 2011/06610-0, São Paulo Research Foundation), and CNPq (300223/93-5) and Jean-Yves Petterscmitt supported the PMIP website.

References

Bao Q, Lin P, Zhou T et al. (2013) The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model, spectral version 2: FGOALS-s2. Advances in Atmospheric Sciences 30(3): 561–576.

Barreto EAS (2010) Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O a C) em estalagmites. MSc Dissertation, Universidade de São Paulo, Brazil, 110 pp. Available at: http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44142/tde-24052010-183923/publico/EASB.pdf.

Berger A and Loutre MF (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10(4): 297–317. Available at: ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/insolation/.

Bond G, Kromer B, Beer J et al. (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294: 2130–2136.

Braconnot P, Harrison SP, Kageyama M et al. (2012) Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change* 2: 417–424.

Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S et al. (2007a) Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and last glacial

1920 The Holocene 23(12)

maximum – Part 1: Experiments and large scale features. *Climate of the Past* 3: 261–277.

- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S et al. (2007b) Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and last glacial maximum Part 2: Feedback with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Climate of the Past* 3: 279–296.
- Carré M, Azzoug M, Bentaleb I et al. (2012) Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International* 253: 55–66.
- Carvalho LMV, Jones C and Liebmann B (2004) The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate* 17: 88–108
- Collins WJ, Bellouin N, Doutriaux-Boucher M et al. (2008) Evaluation of the HadGEM2 Model. Met Office Hadley Centre Technical Note no. HCTN 74. Exeter: Met Office.
- Cruz FW, Burns SJ, Jercinovic M et al. (2007) Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. Geochimica et Cosmochimica Acta 71: 2250–2263.
- Cruz FW, Vuille M, Burns SJ et al. (2009) Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature Geoscience* 2: 210-214.
- De Oliveira PE, Barreto AMF and Suguio K (1999) Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: The fóssil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152: 319–337.
- Dias PLS, Turcq B, Dias MAFS et al. (2009) Mid-Holocene climate of tropical South America: A model-data approach. In: Vimeux F, Khodri M and Sylvestre F (eds) Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Berlin: Springer, pp. 259–281.
- Gent PR, Danabasoglu G, Donner LJ et al. (2011) The Community Climate System Model version 4. *Journal of Climate* 24: 4973–4991.
- Gladstone RM, Ross I, Valdes PJ et al. (2005) Mid-Holocene NAO: A PMIP2 model intercomparison. Geophysical Research Letters 32: L1677.
- Horel JD, Hahmann AN and Geisler JE (1989) An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Cli*mate 2: 1388–1403.
- Jansen E, Overpeck J, Briffa KR et al. (2007) Paleoclimate. In: Solomon J, Qin D, Manning M et al. (eds) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, pp. 433–497.
- Kageyama M, Braconnot P, Bopp L et al. (2012) Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model: Part II: Model-data comparisons. Climate Dynamics 40(9–10): 2469–2495.

- Kucera M, Rosell-Melé A, Schneider R et al. (2005) Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews* 24: 813–819.
- Lambeck K and Chappell J (2001) Sea level change through the last glacial cycle. Science 292: 679–686.
- Lenters JD and Cook KH (1995) Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *Journal of Climate* 9: 2407–2423.
- Lenters JD and Cook KH (1997) On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *Journal of Atmo*spheric Sciences 54: 656–677.
- Marti O, Braconnot P, Dufresne J-L et al. (2011) Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. Climate Dynamics 34: 1–26.
- Melo MLD and Marengo JA (2008) The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: Simulation of climate during the Mid Holocene. *The Holocene* 18(4): 501–516.
- Monnin E, Indermühle A, Dällenbach A et al. (2001) Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. Science 291: 112–114.
- Prado LF, Wainer I, Chiessi CM et al. (2013) A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past* 9: 2117–2133.
- Stríkis NM, Cruz FW, Cheng H et al. (2011) Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothems record from central-eastern Brazil. Geology 39(11): 1075–1078.
- Taylor KE, Stouffer RJ and Meehl GA (2009) A summary of the CMIP5 experiment design. Available at: http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/ Taylor_CMIP5_design.pdf.
- Taylor KE, Stouffer RJ and Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. Bulletin of the American Meteorological Society 93(4): 485–498.
- Vera C, Higgins W, Amador J et al. (2006) Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate* 19: 4977–5000.
- Voldoire A, Sanchez-Gomes E, Salas y Melia D et al. (2013) The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics* 40(9–10): 2091–2121.
- Wang X, Auler AS, Edwards RL et al. (2006) Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews* 25: 3391–3403.
- Watanabe S, Hajima T, Sudo K et al. (2011) MIROC-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. Geoscientific Model Development 4: 845–872.
- Xin X-G, Wu T-W and Zhang J (2013) Introduction of CMIP5 experiments carried out with the climate system models of Beijing Climate Center. Advances in Climate Change Research 4(1): 41–49.
- Zhou J and Lau KM (1998) Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020–1040.