# **CAPÍTULO 4**

# INFORMAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS BRASILEIRAS

Autores principais: Abdelfettah Sifeddine – UFF, Cristiano M. Chiessi – USP e Francisco W. da Cruz Júnior – USP. Autores colaboradores: Astolfo G.M. Araujo – USP, Eduardo G. Neves – USP; Flávio B. Justino – UFV, Ilana E.K.C. Wainer – USP, Luiz Carlos R. Pessenda – USP, Michel M. de Mahiques – USP, Renato C. Cordeiro – UFF e Ruy K.P. de Kikuchi – UFBA.

Autores revisores: Ana Luiza S. Albuquerque – UFF, Heitor Evangelista da Silva – UERJ e Pedro L.S. Dias – LNCC

## ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	129
4.1 INTRODUÇÃO	130
4.2. MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA TEMPORAL ORBITAL	131
4.2.1 INTRODUÇÃO	131
4.2.2 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE REGISTROS LACUSTRES	131
4.2.3 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS	133
4.2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	134
4.3. MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS	135
4.3.1 INTRODUÇÃO	135
4.3.2 OS REGISTROS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS DO ÚLTIMO PERÍODO GLA GLACIAL	CIAL E INTER 136
4.3.3 OS MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS	138
4.3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	139
4.4. MUDANÇAS NA PALEOCIRCULAÇÃO DA PORÇÃO OESTE DO ATLÂNTICO SUL	140
4.4.1 INTRODUÇÃO	141
4.4.2 O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL	141
4.4.3 A ÚLTIMA DEGLACIAÇÃO	143
4.4.4 O HOLOCENO	144
4.4.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	145
4.5. VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO	145
4.5.1 INTRODUÇÃO	145
4.5.2 O PERÍODO DE SUBMERSÃO DA PLATAFORMA E DA ZONA COSTEIRA ATUAL	146
4.5.3 O PERÍODO DE EMERSÃO DA ZONA COSTEIRA ATUAL	146
4.5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	149
4.6. AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO	149
4.6.1 INTRODUÇÃO	149
4.6.2 AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO	150
4.6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS	152

4.7. A OCUPAÇÃO HUMANA E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	152
4.7.1 INTRODUÇÃO	152
4.7.2 A TRANSIÇÃO DO PLEISTOCENO PARA O HOLOCENO	153
4.7.3 A OCUPAÇÃO PALEOÍNDIA NO HOLOCENO INICIAL	154
4.7.4 O HIATO DO ARCAICO NO HOLOCENO MÉDIO	155
4.7.5 A EXPLOSÃO DEMOGRÁFICA, SOCIAL E CULTURAL POSTERIOR AO HIATO	156
4.8. MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO	156
4.8.1 INTRODUÇÃO	157
4.8.2 DISCUSSÃO	157
4.8.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS	159
4.9. COMPARAÇÕES ENTRE RECONSTITUIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E DADOS DE MODELOS CLIMÁTICOS	159
4.9.1 INTRODUÇÃO	159
4.9.2 METODOLOGIA	161
4.9.3 RESULTADOS	161
4.9.4 CONCLUSÕES	163
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

## **SUMÁRIO EXECUTIVO**

Os estudos paleoclimáticos – relativos ao clima que precede o período instrumental – desenvolvidos com registros continentais e marinhos brasileiros, de outros países da América do Sul e dos oceanos adjacentes, permitem elaborar as afirmações abaixo listadas:

• As mudanças na insolação recebida pela Terra em escala temporal orbital – *i.e.*, dezenas de milhares de anos – foram a principal causa de modificações na precipitação e nos ecossistemas das regiões tropical e subtropical do Brasil, principalmente aquelas sob a influência do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS). Valores altos de insolação de verão para o hemisfério sul foram associados a períodos de fortalecimento do SMAS e vice-versa.

• Na escala temporal milenar foram observadas fortes e abruptas oscilações no gradiente meridional de temperatura do Oceano Atlântico, bem como na pluviosidade associada ao SMAS e à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A causa destas mudanças climáticas abruptas reside, aparentemente, em marcantes mudanças na intensidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA). Períodos de enfraquecimento desta célula foram associados a um aumento na precipitação das regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

• Marcantes alterações na circulação da porção oeste do Atlântico Sul foram reconstituídas para o Último Máximo Glacial – de 23 a 19 mil anos calibrados antes do presente (cal. ka AP) –, a última deglaciação – de 19 a onze mil e setecentos cal. AP – e o Holoceno – desde onze mil e setecentos anos atrás. Dentre as quais, pode-se citar:

(i) uma diminuição na profundidade do contato entre as massas de água intermediária e profunda durante o Último Máximo Glacial, que foi caracterizado por uma CRMA com intensidade similar à atual;

(ii) um aquecimento das temperaturas de superfície do Atlântico Sul durante eventos de diminuição na intensidade da CRMA em períodos específicos da última deglaciação – e.g., eventos *Heinrich Stadial 1* (*HS1*) – entre aproximadamente 18,0 e 15,6 cal. ka AP – e Younger Dryas (YD) – entre aproximadamente doze mil e oitocentos e onze mil e setecentos anos calibrados AP – e, ainda,

(iii) o estabelecimento de um um padrão de circulação superficial na margem continental sul do Brasil similar ao atual entre cinco e quatro mil anos calibrados antes do presente.

• O nível relativo do mar na costa do Brasil atingiu até cinco metros acima do nível atual entre aproximadamente seis e cinco mil anos calibrados antes do presente e diminuiu gradativamente até o início do período industrial.

• Análises paleoantracológicas – *i.e.*, análises de restos de carvões pretéritos – indicam que por um longo período do Quaternário tardio – isto é, ao longo das últimas dezenas de milhares de anos –, o fogo tem sido um fator de grande perturbação em ecossistemas tropicais e subtropicais e, juntamente com o clima, de suma importância na determinação da dinâmica da vegetação no passado geológico.

• Apesar de ainda existirem marcantes controvérsias a respeito de pontos importantes relacionados à ocupação humana das Américas – e.g., a idade e número das migrações bem como os caminhos utilizados –, pode-se afirmar que toda a América do Sul já estava ocupada pelo *Homo sapiens* ao redor de doze mil anos calibrados antes do presente e que, tais ocupações, já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si. A aparente estabilidade na ocupação humana do Brasil foi interrompida entre aproximadamente oito e dois mil anos calibrados antes do presente, com significativo abandono de sítios e depopulação em escala regional, provavelmente associados a marcantes mudanças climáticas. • A Pequena Idade do Gelo – ao redor de 1500 a 1850 – foi caracterizada, na porção subtropical da América do Sul, por um aumento na precipitação que, provavelmente, está associado a um fortalecimento do SMAS e a uma redução da CRMA. Entretanto, os mecanismos climáticos ainda não estão consolidados e o número de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis em ambientes subtropicais deste evento é particularmente reduzido.

Em geral, se observa um número ainda bastante restrito de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos a respeito do Brasil e da porção oeste do Atlântico Sul. De fato, apenas nos últimos anos, foram publicados os primeiros estudos – e.g., Cheng et al., 2009; Chiessi et al., 2009; Souto et al., 2011; Laprida et al., 2011; Stríkis et al., 2011; para algumas regiões – e.g., Região Centro-Oeste, Zona de Confluência Brasil–Malvinas; e temas – e.g., a temperatura da superfície do mar (TSM) para o Holoceno ou variabilidade multidecenal e secular na precipitação.

Assim, é de suma importância, que lacunas nesta área do conhecimento sejam preenchidas nos próximos dez anos.

### 4.1 INTRODUÇÃO

Reconstituições paleoclimáticas assumem marcante relevância atualmente, em face à necessidade de se atribuir causas às alterações ocorridas no clima da Terra durante as últimas décadas e, também, a fim de auxiliar o estabelecimento de cenários climáticos futuros.

São três, os principais motivos que dão suporte a esta afirmação:

(i) a necessidade de um profundo conhecimento sobre a variabilidade climática da Terra para que se possa separar os processos climáticos naturais dos antrópicos;

(ii) a necessidade de se validar os resultados de modelos numéricos utilizados em projeções climáticas futuras com eventos climáticos de natureza extrema, registrados no passado geológico, e

(iii) a necessidade de se conhecer as possíveis respostas do sistema climático e dos ecossistemas frente a modificações significativas em parâmetros climáticos específicos – e.g., concentração atmosférica dos gases de efeito estufa (GEEs) e aerossóis, atividade solar, temperatura média da atmosfera, além do nível e da temperatura da superfície do mar.

A América do Sul e os oceanos adjacentes apresentam condições climáticas extremamente diversas, envolvendo desde aquelas típicas de ambientes equatoriais até as das altas latitudes. Este continente oferece uma oportunidade única de se explorar a variabilidade pretérita do clima ao longo de perfis latitudinais e altitudinais representativos, além de permitir o estudo de alguns dos mais relevantes fenômenos de teleconexões climáticas.

O registro instrumental do clima no Brasil e na América do Sul é relativamente curto, raramente ultrapassando 100 anos de duração. Para capturar todas as escalas temporais e mecanismos de variabilidade do sistema climático deve-se, obrigatoriamente, recorrer a registros sedimentares, biológicos e químicos – e.g., sedimentos marinhos e lacustres, espeleotemas – depósitos carbonáticos em cavernas –, corais, testemunhos de gelo e anéis de crescimento de árvores –, bem como a registros históricos.

Os principais indicadores utilizados no estudo das condições paleoclimáticas incluem:

(i) propriedades físicas dos registros – e.g., tamanho das partículas, espessura das camadas ou propriedades magnéticas;

(ii) propriedades biológicas dos registros – e.g., assembleias microfossilíferas ou biomarcadores – e
(iii) propriedades geoquímicas e isotópicas dos registros – e.g., razões elementares e isotópicas ou componentes atmosféricos.

Alguns destes indicadores são utilizados no estabelecimento de modelos de idades dos registros paleoclimáticos; outros, na determinação dos processos associados à formação dos registros e a suas alterações diagenéticas – mudanças químicas e físicas resultantes da interação e compactação de sedimentos sob temperatura e pressão baixas –, e outros, ainda, na reconstituição das propriedades físicas, biológicas e químicas dos paleoambientes.

A paleoclimatologia é uma disciplina multidisciplinar por excelência, que depende do trabalho conjunto de especialistas em arqueologia, climatologia, ecologia, geologia, geomorfologia, geoquímica, glaciologia, limnologia – o estudo das águas interiores –, modelagem numérica, oceanografia, paleontologia, palinologia – estudo de pólens e esporos, fósseis e atuais – pedologia, sedimentologia e vulcanologia entre outros profissionais.

Uma porção substancial destas especialidades já foi aplicada em estudos paleoclimáticos dos registros geológicos provenientes do Brasil e de outros países sul-americanos, conforme sintetizado neste capítulo.

No entanto, as respostas regionais do clima do Brasil e da América do Sul perante mudanças climáticas ocorridas no Quaternário tardio aparentam maior diversidade do que o inicialmente sugerido. Dessa forma, é necessário se obter, com certa urgência, conhecimento mais aprofundado da amplitude, extensão geográfica e velocidade de ocorrência das mudanças paleoclimáticas, principalmente quando se considera:

(i) a marcante dependência de importantes setores econômicos do País e do continente sul-americano ao atual padrão climático;

(ii) a alta probabilidade da alteração destes padrões no futuro próximo, de acordo com os modelos atuais, e

(iii) a vulnerabilidade da sociedade civil frente aos desastres naturais de origem climática.

### 4.2. MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA TEMPORAL ORBITAL

### 4.2.1 INTRODUÇÃO

Por muito tempo, as discussões sobre mudanças climáticas, em escala temporal de dezenas de milhares de anos devido às variações na insolação segundo o ciclo de precessão, ficaram restritas aos registros geológicos do hemistério norte. Somente nas últimas duas décadas começaram a ser discutidas modificações de pluviosidade nos trópicos da América do Sul em escala temporal orbital, as quais são consistentes com os ciclos de precessão (Seltzer et al., 2000; Haug et al., 2001; Peterson e Haug, 2006). No Brasil, os primeiros estudos foram baseados em registros de mudanças na vegetação e no nível de lagos em diversas regiões (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994; Ledru et al., 2005).

Um grande avanço nesse tema ocorreu mais recentemente, com os estudos de registros em depósitos carbonáticos de cavernas, mais conhecidos como espeleotemas (Cruz et al., 2005; Cruz et al., 2009). Tais registros demonstraram como variações de insolação de verão produziram mudanças no regime de chuvas tropicais e extratropicais durante o Quaternário tardio.

### 4.2.2 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE REGISTROS LACUSTRES

As primeiras evidências do impacto dos parâmetros orbitais em mudanças climáticas no Brasil foram obtidas em registros lacustres, localizados na parte oriental da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas, através de estudos multidisciplinares que associaram dados de paleovegetação, sedimentologia e geoquímica, obtidos a partir de um testemunho de seis metros coletado em um dos lagos da Serra dos Carajás, no Pará (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994). Em uma sequência sedimentar de mais de 60 mil anos (ka), foi observada uma alternação entre períodos de floresta úmida e de vegetação típica de clima mais seco.

De fato, tanto o registro de pólen quanto os estudos sedimentológicos desenvolvidos com testemunhos da Serra dos Carajás não deixam dúvidas sobre a existência de períodos de maior aridez e de abertura da floresta, com vegetação característica de savana em torno de 60, 40 e, entre 23.000 e catorze mil anos antes do presente (AP). Em comparação com a atual distribuição da densa floresta úmida do bioma amazônico, pode-se admitir que a precipitação, que varia hoje de 1.500 a 2.000 milímetros por ano em sua parte oriental, foi reduzida para 1.000 a 1.500 milímetros por ano durante tais fases (Absy *et al.*, 1991; Sifeddine *et al.*, 1994).

Outras provas da ocorrência de fortes mudanças climáticas foram obtidas através de estudos palinológicos – i.e., do estudo de pólens e esporos, fósseis e atuais – de um testemunho coletado na cratera de Colônia, atualmente no domínio de mata atlântica no Estado de São Paulo – 23°52'S/46°42'20''W. Este testemunho forneceu resultados de mudanças na composição desse bioma brasileiro últimos ciclos glacial-interglacial (Ledru et al., 20014, 2009). Nestes estudos, foram analisados, aproximadamente, os últimos 120 mil anos.

Essas mudanças têm sido discutidas principalmente com base nas frequências de pólen de elementos arbóreos – representada à Figura 4.1a deste capítulo – e refletem as alterações na cobertura florestal, associando os períodos de maior expansão e retração desta às modificações relacionadas com umidade e temperatura. Comparados a outros registros paleoclimáticos – como, por exemplo, os que são mostrados à Figura 4.1b –, estes resultados exibem maior consistência com o ciclo orbital de precessão – ao redor de 23 ka –, o que pode ser visualizado à Figura 4.1c. Eles fornecem evidências de que as alterações na insolação foram responsáveis por modificações na precipitação que, por sua vez, causaram expansão ou redução da mata atlântica, durante os últimos 120 ka.



Figura 4.1. Variações para os últimos 120 ka nos parâmetros (a) porcentagem de pólen de elementos arbóreos em testemunho sedimentar coletado na Cratera de Colônia no Estado de São Paulo (Ledru et al., 2009); (b) valores de  $\delta^{18}$ O do espeleotema BT2 da Caverna de Botuverá, no Estado de Santa Catarina (Cruz et al., 2005) - notar que o eixo das ordenadas está invertido -; e (c) insolação para 30°S para o mês de fevereiro (Laskar et al., 2004).

### 4.2.3 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS

Registros das razões isotópicas de oxigênio em espeleotemas precisamente datados pelo método Urânio/Tório, ou U/Th – *i.e.*, datação baseada no decaimento radioativo dos isótopos da série desses dois elementos químicos– consolidaram-se nos últimos anos como um dos melhores indicadores paleoclimáticos de regiões (sub)tropicais (Wang *et al.*, 2001; Cruz *et al.*, 2005). O registro de isótopo de oxigênio ( $\delta^{18}$ O) de alta resolução de uma estalagmite coletada na caverna de Botuverá, em Santa Catarina, entre 27°13′24″S e 49°09′20″W (Cruz *et al.*, 2005), abrangendo os últimos 116 ka, variou de acordo com mudanças na origem da umidade e da quantidade de chuva na área da caverna.

A comparação entre as variações dos valores de  $\delta^{18}$ O, representada à Figura 4.1b neste capítulo, com os dados de insolação, mostrados à Figura 4.1c para o mês de fevereiro, a 30°S, sugere uma relação controlada pelos últimos cinco ciclos de precessão.

Essa relação está bem marcada pela correspondência dos valores máximos e mínimos das razões isotópicas do oxigênio dos espeleotemas com as fases de insolação mínima e máxima – notar o eixo –, respectivamente. Através desses estudos, foi possível se observar aumento ou diminuição relativa das chuvas associada ao regime do SMAS, durante as fases de insolação máxima ou mínima de verão.

Nesse caso, variações dos valores de  $\delta^{18}$ O de espeleotemas, estiveram associados às mudanças na intensidade do sistema das monções no Sul do Brasil, que é altamente dependente das alterações na circulação atmosférica em escala global (Cruz *et al.*, 2005, 2006; Wang *et al.*, 2006), representada à figura 4.2b neste capítulo.

Nessa mesma linha de pesquisa, foram discutidas oscilações em escala temporal orbital da precipitação e da circulação atmosférica no Norte do Nordeste brasileiro. Análises de registros isotópicos de  $\delta^{18}$ O em espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz *et al.*, 2009) permitiram sugerir que as variações da paleoprecipitação foram inversamente proporcionais às fases de máxima e mínima da insolação de verão de fevereiro para 10°S.

Essas reconstituições, obtidas com alta resolução temporal dos valores de  $\delta^{18}$ O em estalagmites potiguares, permitiram indicar que a insolação foi também a principal forçante das variações de paleoprecipitação no Nordeste brasileiro, assim como observado nas regiões Sul e Sudeste, em registros temporalmente mais longos (Cruz et al., 2005, 2009).

No entanto, notou-se que as variações da precipitação em escala de tempo orbital são caracterizadas pela presença de um dipolo de precipitação entre as regiões Sul/Sudeste e Nordeste do Brasil, mostrados à figura 4.2.

Do mesmo modo, correlações positivas foram observadas entre registros geoquímicos de titânio (Ti) envolvendo os últimos catorze mil anos dos testemunhos marinhos da *Bacía de Cariaco* (Haug *et al.,* 2001), na Venezuela, a aproximadamente 10°N. No caso, a diminuição das concentrações desse elemento químico nos sedimentos marinhos encontrados próximo à costa venezuelana durante os últimos quatro mil anos, foi associada à menor descarga fluvial na referida bacia, devido ao aumento de aridez na porção norte da América do Sul.

O contrário ocorreu durante o Holoceno inferior e médio – período que vai desde ao redor de onze mil anos calibrados antes do presente até quatro cal. ka AP –, quando se registrou maiores concentrações de Ti nos sedimentos marinhos da região, o que se atribui à expansão do aporte de terrígenos de origem continental devido a condições mais úmidas no continente.

Essa mudança de condições mais úmidas para mais secas, por volta de quatro mil anos calibrados antes do presente, ocorreu, simultaneamente, na China, como exibido à Figura 4.2 (Wang et al., 2001, 2008), na Bacia de Cariaco (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001), no Oeste da África (Gasse, 2000) e na América Central (Lachniet et al., 2004). Possivelmente, ela se deu associada a um deslocamento para o Sul da ZCIT, com consequente aumento de precipitação sobre o Brasil tropical. Um mecanismo semelhante vem sendo largamente utilizado para explicar condições mais úmidas durante fases de insolação mais alta nos subtrópicos brasileiros (Cruz et al., 2005, 2006) e nos Andes (Baker et al., 2001a, 2001b; Seltzer et al., 2002), que ocorrem em oposição ao clima dos trópicos do hemisfério norte.

Ponto fundamental a respeito da discussão sobre o padrão de variação paleoclimática da precipitação em escala de tempo orbital é o de que, tal fenômeno, não pode ser simplesmente explicado pelo deslocamento meridional da ZCIT.

As oscilações das chuvas sobre o Nordeste do Brasil (Cruz et al., 2009) que seguem o ciclo de precessão, ocorrem em fase coordenada com os registros paleoclimáticos do hemisfério norte e são, assim, antifásicas com os registros de espeleotemas do Sul e do Sudeste do Brasil (Cruz et al., 2005, 2006) e com lagos ou espeleotemas dos Andes (Baker et al., 2001a, 2001b; Seltzer et al., 2002; Breukelen et al., 2008).

Tal padrão antifásico de paleoprecipitação entre o Nordeste e o Sul e Sudeste brasileiros, proposto por Cruz et al. (2009), foi também observado na região da Chapada Diamantina (BA), sugerindo ser dominante na maior parte dessa região do Brasil, do Rio Grande do Norte até a Bahia, como mostrado na Figura 4.2 neste capítulo.



Figura 4.2. Comparação entre os registros de  $\delta^{18}$ 0 de espeleotemas das cavernas de (a) Hulu e Sanbao, na China (Wang et al., 2001, 2008), (b) Botuverá, no Estado de Santa Catarina, Brasil (Cruz et al., 2005) e (c) Rainha, Furna Nova e Abissal, no Estado do Rio Grande do Norte, Brasil (Cruz et al., 2009). Valores de insolação calculados para distintas latitudes e meses do ano podem também ser observados (Laskar et al., 2004).

O padrão antifásico das chuvas do hemisfério sul durante o Holoceno, assim como o descrito para alguns trechos da última glaciação, pode ser explicado a partir da influência do SMAS sobre a circulação zonal dentro do continente, intensificada durante os períodos de insolação austral mais alta. Sugere-se que o aumento da radiação solar no topo da atmosfera teria aquecido o continente sul-americano em relação à superfície marinha, o que resultou numa maior convergência de umidade do Oceano Atlântico tropical para a Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas. Esse processo intensificou o sistema monçônico e aprofundou o cavado do Nordeste, responsável pelas condições de baixa pressão em altos níveis da região – e vice-versa – durante o verão, que gerou condições mais secas no Nordeste e, mais úmidas, no restante do País (Cruz et al., 2009; Ferreira e Chao, 2012).

### 4.2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta síntese teve como objetivo estabelecer o estado da arte em relação às evidências da existência de registros das mudanças orbitais e seus impactos sobre os ciclos hidrológicos, como também sobre os ecossistemas continentais em regiões tropicais e subtropicais do Brasil. O padrão de variação de precipitação em escala orbital ainda deve ser melhor estabelecido para o continente sul-americano com dados de outras regiões brasileiras.

Torna-se extremamente importante, neste estágio, um esforço conjunto da comunidade científica dedicada à paleoclimatologia no sentido de se obter e analisar testemunhos lacustres e marinhos longos em regiões-chave para um melhor conhecimento dos impactos dos parâmetros orbitais sobre os ciclos hidrológicos e, também, sobre a vegetação –, por meio do International Continental Scientific Drilling Program (em itálico) – http://www.icdp-online.org – e do International Ocean Discovery Program (em itálico)– http://www.iodp.org.

### 4.3. MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS

### 4.3.1 INTRODUÇÃO

Durante a última glaciação, a Groenlândia apresentou marcantes e abruptas mudanças climáticas em escala temporal milenar (Dansgaard et al., 1993; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Os testemunhos de gelo dessa ilha registraram elevações de 7 a 12 °C em poucas décadas, acompanhadas de flutuações dramáticas nas concentrações de metano e de poeira atmosférica (Mayewski et al., 1997; Blunier e Brook, 2001). Como consequência, alterações climáticas abruptas, que são aquelas que se processam em grande escala geográfica no intervalo de tempo de algumas décadas ou menos e perduram tipicamente por várias centenas a alguns milhares de anos, causando rupturas substanciais nas sociedades humanas e nos sistemas naturais (Clark et al., 2008), foram registradas.

Ao menos quatro tipos de mudanças abruptas, identificadas nos registros paleoclimáticos, são dignos de nota. Isto porque a sua recorrência apresentaria altos riscos à sociedade no que se refere à sua capacidade adaptativa, a saber:

(i) rápidas alterações no nível do mar devido ao aumento nas taxas de degelo;

(ii) mudanças no ciclo hidrológico que afetam vastas áreas por um longo período de tempo;

(iii) eventos breves de liberação de metano aprisionado em um tipo de solo encontrado na região do Ártico, constituído por terra, gelo e rochas permanentemente congeladas e denominado *permafrost*, e nas margens continentais, e

(iv) alterações na CRMA – a Atlantic Meridional Overtuning Circulation ou AMOC, em inglês – advindas de mudanças no ciclo hidrológico.

Desde as primeiras descobertas, eventos caracterizados como mudanças climáticas abruptas foram identificados em diversas localidades ao redor do planeta (Voelker *et al.*, 2002). No entanto, os mecanismos responsáveis pela formação e propagação destes eventos não se encontram perfeitamente esclarecidos (Broecker, 2003; Barker *et al.*, 2009; Stager *et al.*, 2011).

O conhecimento apropriado destes relevantes eventos depende da existência de uma densa cobertura espacial de registros paleoclimáticos com resolução temporal e modelos de idade compatíveis com a duração dos eventos. Alguns dos principais registros de mudanças climáticas abruptas, localizados no território brasileiro e na porção sul do Oceano Atlântico, ocorridos durante a última glaciação e seus prováveis mecanismos causadores são abordados neste capítulo.

### 4.3.2 OS REGISTROS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS DO ÚLTIMO PERÍODO GLA-CIAL E INTERGLACIAL

No Brasil e na porção oeste do Atlântico Sul, as mudanças climáticas abruptas milenares da última glaciação foram registradas em espeleotemas (Wang et al., 2004; Cruz et al., 2005), sedimentos continentais (Ledru et al., 2001, 2006) e sedimentos marinhos (Arz et al., 1998; Behling et al., 2000), representados na Figura 4.3.

Observa-se uma marcante concentração dos registros das mudanças climáticas abruptas na Região Nordeste do Brasil e no oceano adjacente. Os seguintes fatores contribuem para tal concentração: (i) a alta amplitude do sinal das mudanças climáticas abruptas nesta região do continente e oceano, em função do impacto da ZCIT no clima regional e de sua relação com processos de degelo em latitudes elevadas do hemistério norte associados a tais alterações;

(ii) a alta resolução temporal de alguns registros paleoclimáticos provenientes destas regiões e,

(iii) a maior quantidade de registros paleoclimáticos disponíveis nessas regiões.

Com base em 39 datações U/Th de espeleotemas provenientes da região norte semiárida da Bahia, Wang et al. (2004) definiram dez fases de crescimento de espeleotemas que indicam aumento considerável da precipitação na região, em períodos com duração entre 500 e 2.000 anos, durante os últimos 90.000 anos, conforme representado neste capítulo nas figuras 4.3 e 4.4h, classificadas como eventos de mudanças climáticas abruptas.

Dados de  $\delta^{18}$ O de espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009) corroboraram os resultados apresentados por Wang et al. (2004) para o período do HS1 – entre aproximadamente 18.000 e 15.600 anos cal. AP, segundo Goñi e Harrison (2010) – , além de permitir um detalhamento de parte da estrutura interna deste evento em função da alta resolução temporal do registro isotópico.

Ainda no continente, o registro polínico da Lagoa do Caçó, no Estado do Maranhão, também registrou com certo detalhamento as mudanças de vegetação ocorridas durante a última deglaciação, na qual o *HS1* se sobressai de forma marcante (Ledru *et al.*, 2001, 2006).

Durante a última deglaciação, os autores detectaram o predomínio genérico de uma assembleia vegetacional típica de climas secos, que é suplantada por uma significativa expansão daquelas de climas com maior umidade, cujo pico se situou entre aproximadamente 17.000 e 15.000 anos cal. AP simultânea ao HS1.

No entanto, os eventos quentes abruptos no hemisfério norte, a exemplo do evento *Bølling-Allerød*, ocorrido entre aproximadamente 14.600 e 12.800 anos cal. AP, segundo Rasmussen *et al.* (2006), podem também impactar o clima do Nordeste do Brasil e criar um grande déficit na precipitação decorrente do deslocamento da ZCIT para Norte, assim como observado no Oeste da Bahia (Wang *et al.*, 2007b) e no Rio Grande do Norte (Cruz *et al.*, 2009).



Figura 4.3. Salinidade da superfície marinha, medida em unidades práticas de salinidade (psu, na sigla em inglês) (Antonov et al., 2010) para os oceanos Atlântico e Pacífico, e precipitação acumulada – mm verão para a América do Sul durante o verão do hemisfério sul (Xie e Arkin, 1997). A localização dos registros paleoambientais presentes na Figura 4.4 estão representados por círculos amarelos, enquanto outros, também discutidos no texto, são mostrados pelos círculos brancos – ODP999A: Schmidt et al. (2006); Bacia de Cariaco: Peterson et al. (2000), Gonzalez et al. (2008); MD02-2529: Leduc et al. (2007); Lagoa do Caçó: Ledru et al. 2001, 2006); GeoB3104-1/3912-1: Arz et al. (1998), Behling et al. (2000), Jennerjahn et al. (2004); GeoB3910-2: Jaeschke et al. (2007); cavernas Toca da Boa Vista (TBV) e Lapa dos Brejões (LBR): Wang et al. (2004); Caverna Santana: Cruz et al. (2006); Caverna de Botuverá: Cruz et al. (2005), Wang et al. (2006; 2007a), 36GGC:Carlson et al. (2008) e GeoB6211-2: Chiessi et al. (2008).

Na porção equatorial oeste do Oceano Atlântico, Arz et al. (1998) caracterizaram nove períodos de mudanças climáticas abruptas com duração milenar de maior acúmulo de sedimentos terrígenos, exibidos nas figuras 4.3 e 4.4d, durante os últimos aproximadamente 80.000 anos. Tais incrementos estão registrados no aumento das razões entre os elementos químicos Titânio e Cálcio (Ti/Ca) e entre Ferro (Fe) e o segundo, analisados em sedimento total. Estas razões entre elementos químicos refletem períodos de maior descarga sedimentar fluvial associados a expansão considerável dos índices de precipitação sobre o continente.

Arz et al. (1998) observaram, ainda, uma marcante sincronia entre os períodos de maior acúmulo de sedimentos terrígenos e os eventos *Heinrich Stadial 6 (HS6)* – entre 63.200 e 60.100 cal. AP, aproximadamente –, e *HS*1 – ao redor de 18.000 a 15.600 cal. AP – (Goñi e Harrison, 2010), que se encontram muito bem documentados para a porção norte do Oceano Atlântico.

Em um dos testemunhos sedimentares marinhos estudados por Arz et al. (1998), os autores Behling et al. (2000) inferiram a presença predominante de pólens de plantas do bioma Caatinga no continente adjacente, o que indica que as condições climáticas semiáridas persistiram na Região Nordeste do Brasil durante os últimos, aproximadamente, 50 mil anos. Entretanto, as composições de florestas mais úmidas se tornaram mais abundantes na mesma região durante os eventos HS4 a HS1. É que o fluxo de pólens e esporos para o sítio de deposição durante estes eventos aumentou de modo significativo, muito provavelmente devido à precipitação e à descarga fluvial incrementadas, como exibido na Figura 4.4f.

Com base em indicadores de geoquímica orgânica, Jennerjahn *et al.* (2004) descreveram períodos milenares coincidentes temporalmente com os eventos HS8-HS1, além do Younger Dryas (YD), de menor degradação e predomínio de matéria orgânica continental depositada no sítio marinho estudado, o que segue mostrado pelas figuras 4.3 e 4.4e. Tais mudanças foram atribuídas a um menor tempo de residência da matéria orgânica e a um aporte fluvial mais intenso, por sua vez, relacionado a uma maior precipitação sobre o Nordeste do Brasil. O estudo detalhado das modificações na vegetação da área de captação do testemunho marinho GeoB3910-2 – *i.e.*, bacias de drenagem dos Estados do Rio Grande do Norte e do Ceará –, representado na Figura 4.3, permitiu identificar algumas características da estrutura interna do HS1 (Dupont *et al.*, 2009). Durante o seu início – aproximadamente entre 18.000 e 16.600 anis cal. AP –, o aumento no fluxo de pólens acusou elevação na precipitação sobre a área de captação. No entanto, nesta primeira fase, os autores não identificaram marcantes modificações na assembleia polínica, que apresenta uma mistura de gramíneas e elementos típicos de savana, indicando que a erosão é o principal responsável pelo aumento no fluxo de pólens.

Durante uma segunda fase – aproximadamente de 16.600 a 14.900 anos cal. AP –, os autores descreveram ter havido crescimento marcante na porcentagem e diversidade de elementos florestais. Após esse período, as assembleias polínicas voltaram a apresentar a predominância de típicos registros de gramíneas e de savana.

Quatro estudos apresentaram reconstituições das variações das temperaturas oceânicas para períodos distintos, tando da última glaciação, como da derradeira deglaciação da porção oeste do Atlântico Sul, com resolução temporal adequada para capturar mudanças abruptas na escala milenar. A saber: os realizados por Weldeab *et al.* (2006), Jaeschke *et al.* (2007), Carlson *et al.* (2008) e Chiessi *et al.* (2008) e mostrados à Figura 4.3. Mas, neste rol, apenas o estudo de Jaeschke et al. (2007) apresentou um registro que ultrapassa o Último Máximo Glacial e será tratado nesta seção, enquanto que os demais serão apresentados na seção 4.4. deste capítulo. Utilizando o índice de insaturação de alquenonas – grupos de compostos orgânicos muito resistentes à decomposição e capazes de registrar a temperatura da água na qual se formaram–, Jaeschke *et al.* (2007) reportaram diminuições abruptas nas temperaturas da superfície marinha, com amplitude entre 0,5 e 2° C ao largo do Estado do Ceará. Tais reduções são simultâneas aos eventos HS6-HS2, bem como aos picos de aporte de sedimentos terrígenos (Arz *et al.*, 1998), matéria orgânica continental (Jennerjahn *et al.*, 2004), e fluxo de pólens (Behling *et al.*, 2000) para o Oceano Atlântico.

Nas regiões Sudeste e Sul do Brasil, registros de  $\delta^{18}$ O das cavernas de Botuverá (Cruz *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2007a) e de Santana (Cruz *et al.*, 2006) – encontraram marcantes excursões abruptas negativas milenares de até 2‰ durante os eventos *Heinrich Stadial* 10 (HS10) a HS1 e YD, como se pode notar nas figuras 4.3 e 4.4i. Tais autores associaram essas anomalias a períodos nos quais a principal fonte de umidade para as cavernas teria sido proveniente da região amazônica, supostamente relacionada ao SMAS.

### 4.3.3 OS MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS

Os padrões de distribuição das anomalias de TSM durante os eventos HS no Oceano Atlântico apontam para uma marcante diminuição nas TSM das altas e médias latitudes do Atlântico Norte (Bard et al., 2000; North Greenland Ice Core Project members, 2004) e do Atlântico equatorial (Jaeschke et al., 2007), enquanto que o Atlântico Sul (Carlson et al., 2008; Barker et al., 2009) e a Antártida (e.g., Blunier e Brook, 2001; EPICA, 2006) sofreram aquecimento. Reconstituições de salinidade da superfície do mar (SSM) indicaram significativa diminuição para as altas latitudes do Atlântico Norte (Bard et al., 2000), enquanto que o Oeste e o Sul desse mesmo oceano (Schmidt et al., 2006; Carlson et al., 2008), bem como o Índico (Levi et al., 2007), apresentaram elevação. Modelos conceituais e numéricos indicaram que tais padrões de distribuição estão associados a mudanças na CRMA em resposta a pequenas modificações no ciclo hidrológico (Manabe e Stouffer, 1988; Crowley, 1992; Vellinga e Wood, 2002). A formação de Água Profunda do Atlântico Norte seria perturbada por essas modificações no ciclo hidrológico e, por sua vez, fenômenos oceânicos e atmosféricos seriam responsáveis pela transmissão global do sinal climático por meio de uma série de mecanismos de retroalimentação (Broecker, 1997; Clark et al., 2002).

Fundamentalmente, o enfraquecimento da CRMA durante os eventos HS estaria associado ao aquecimento da superfície e de profundidades intermediárias das águas do Oceano Atlântico Sul e

ao resfriamento das mesmas, em sua porção norte. Um grande número de reconstituições paleoambientais baseadas em múltiplos indicadores corroborou o envolvimento da CRMA nas mudanças climáticas abruptas (Bond et al., 1993; Rühlemann et al., 1999; McManus et al., 2004; Gherardi et al., 2005; Leduc et al., 2007; Chiessi et al., 2008).

As modificações de TSM e SSM observadas no Atlântico equatorial e Sul durante as mudanças climáticas abruptas são explicadas de maneira satisfatória pela diminuição na intensidade da CRMA. No entanto, as alterações no padrão de precipitação sobre o Brasil, bem como em sua distribuição sobre os principais biomas, requer uma avaliação mais detalhada dos mecanismos potencialmente responsáveis. Durante o último período glacial, a marcante desintensificação da CRMA teria causado a expansão da cobertura de gelo do mar no Atlântico Norte e o subsequente deslocamento da ZCIT para Sul (Chiang et al., 2003; Chiang e Bitz, 2005).

Este fenômeno foi muito provavelmente responsável por uma mudança abrupta no ciclo hidrológico tropical como reconstituído através de registros do Norte da América do Sul e na Região Nordeste do Brasil, reproduzidos aqui, nas figuras 4.4c, d, e, f, e h (Arz et al., 1998; Peterson et al., 2000; Wang et al., 2004). Conforme observado em dados instrumentais (Robertson e Mechoso 2000; Doyle e Barros 2002; Liebmann et al., 2004), uma anomalia positiva de TSM na porção oeste do Atlântico Sul subtropical pode intensificar o SMAS e o jato em baixos níveis. Tal combinação terminaria por fornecer umidade empobrecida isotopicamente – *i.e.*, com valores muito negativos de  $\delta^{18}$ O – para as regiões Sul e Sudeste brasileiras (Vuille e Werner, 2005), conforme registrado na Figura 4.4i (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2007a). Adicionalmente, de forma análoga à situação observada durante o inverno boreal (Lindzen e Hou, 1988), a migração para o Sul da ZCIT durante os eventos HS pode ter causado uma assimetria meridional na circulação de Hadley (Wang et al., 2004; Wang et al., 2006; Wang et al., 2007a; Cruz et al., 2009). O deslocamento para o Sul da célula de Hadley alteraria o transporte meridional de umidade, intensificando a movimentação ascendente de massas de ar nas baixas latitudes austrais, enquanto que os trópicos e subtrópicos do hemisfério norte seriam caracterizados por movimentação em direção oposta mais intensa. Genericamente, as baixas latitudes do hemisfério sul sofreriam elevação na precipitação, que diminuiria nas coordenadas similares do hemisfério norte (Clement et al., 2004; Chiang e Bitz, 2005). Esta assimetria inter-hemisférica na circulação de Hadley estaria particularmente bem documentada nas tendências opostas observadas em registros de  $\delta^{18}$ O, baseados em espeleotemas da China e do Brasil (Wang et al., 2006; Wang et al., 2007a).

Períodos de enfraquecimento do Sistema de Monção de Verão do Leste da Ásia (SMLA) estariam associados à intensificação do SMAS – maiores detalhes podem ser lidos em Wang et al. (2006, 2007a e 2007b). Durante os eventos HS, as florestas de baixas altitudes no extremo norte da América do Sul tornaram-se menos densas, enquanto que a tendência oposta foi registrada no Nordeste do Brasil (Ledru et al., 2001; Gonzalez et al., 2008; Dupont et al., 2009; Hessler et al., 2010). A resposta oposta, encontrada em ambos os limites de migração sazonal da ZCIT, corroborou a hipótese de uma migração para o Sul da ZCIT durante os eventos HS (Peterson et al., 2000).

### 4.3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis na literatura evidenciam fortes e abruptas oscilações no gradiente de temperatura entre as altas e médias latitudes do Atlântico Norte e a porção equatorial do mesmo oceano, que causaram variações abruptas de pluviosidade, tanto no regime de chuva associado às monções sul-americanas, quanto na área diretamente afetada pela ZCIT. Essas mudanças são sentidas principalmente nos eventos frios do hemisfério norte, do tipo *HS*, mas em alguns casos também são coincidentes com ocorrências quentes no mesmo hemisfério do tipo *Daansgard-Oeschger*. Abruptas, as causas de ambas residem, aparentemente, em marcantes modificações de intensidade da CRMA.



Figura 4.4. Registros paleoclimáticos da porção leste da América do Sul e do oeste do Oceano Atlântico para o intervalo entre dez e 10.000 e 90.000 anos cal. AP, além de indicadores de temperatura das altas latitudes do hemisfério norte (a) e da intensidade do Sistema de Monção de Verão do Leste da Ásia (SMLA) (b). A latitude de cada registro pode ser encontrada nesta figura. Todos os registros estão com seus modelos de idade originais. As siglas HS1, HS2, HS3, HS4, HS5 e HS6 se referem aos eventos do tipo Heinrich Stadial cujas idades foram baseadas em EPICA (2006). Outras abreviações usadas na figura: LBR – Caverna Lapa dos Brejões, T – temperatura, TBV – Caverna Toca da Boa Vista, TSM – temperatura da superfície do mar, VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite. Para a localização dos registros sulamericanos, ver a Figura 4.3.

Apesar dos avanços no conhecimento dos eventos abruptos milenares que ocorreram no último período glacial e deglacial, é necessária ampla expansão desses estudos para novas áreas, tendo em vista determinar:

(i) a distribuição espacial no continente sul-americano das anomalias positivas de precipitação durante os HS;

(ii) a distribuição espacial no Atlântico Sul das anomalias de TSM e SSM durante os HS;

(iii) a distribuição vertical no Atlântico Sul das mesmas anomalias durante os HS;

(iv) a velocidade da resposta dos diversos biomas às modificações na precipitação associadas aos eventos HS e;

(v) os mecanismos pelos quais os eventos milenares abruptos modulam ciclos em escala secular a decenal de variação de pluviosidade nos trópicos da América do Sul.

Como é provável que a CRMA apresente diminuição na sua intensidade – aproximadamente 25% – em futuro próximo – ou seja, até o final do século XXI – (Meehl *et al.*, 2007), estudos mais aprofundados dos impactos das mudanças pretéritas na intensidade dessa Célula sobre o clima da América do Sul e dos oceanos adjacentes se fazem altamente necessários, principalmente quanto à ocorrência de extremos hidrológicos.

### 4.4. MUDANÇAS NA PALEOCIRCULAÇÃO DA PORÇÃO OESTE DO ATLÂNTICO SUL

### 4.4.1 INTRODUÇÃO

Três serão os períodos tratados a seguir: o Último Máximo Glacial (UMG) – entre 23 e 19 mil anos calibrados antes do presente –, a última deglaciação – entre aproximadamente 19 mil e 11.700 anos calibrados antes do presente – e o Holoceno – desde 11.700 anos calibrados antes do presente. Sua escolha se deveu ao fato de apresentarem, pelo menos, duas das seguintes características: (i) estar representados por quantidade mínima de dados de reconstituição na porção oeste do Atlântico Sul;

(ii) representar condições de contorno – e.g., extensão das geleiras no hemisfério norte, nível relativo do mar, concentração dos GEEs na atmosfera – significativamente distintas daquelas observadas desde o início do Holoceno até o período pré-industrial;

(iii) conter eventos abruptos de mudanças na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul e

(iv) permitir explorar a variabilidade de alta frequência – i.e., decenal, multidecenal, secular – na circulação da porção oeste do Atlântico Sul sob condições de contorno similares àquelas do período pré-industrial – tais como, extensão das geleiras no hemisfério norte, nível relativo do mar e concentração dos GEEs na atmosfera.

Adicionalmente, são períodos de marcante interesse para a validação de modelos numéricos de circulação oceânica e atmosférica (Knorr e Lohmann, 2003; Otto-Bliesner et al., 2007; Dias et al., 2009).

### 4.4.2 O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

Apesar da relativa pequena quantidade de dados provenientes da porção oeste do Atlântico Sul, o que está mostrado à Figura 4.5 deste capítulo, a compilação mais recente de TSM indica que durante o UMG houve uma diminuição entre um e dois graus Celsius – média anual – na porção oeste do Atlântico Sul, conforme reproduzido à Figura 4.6c (MARGO Project Members, 2009.)

Os mesmos autores indicam um resfriamento entre quatro e oito graus Celsius – verão do hemisfério sul – para a região da atual Zona Subantártica do setor do Atlântico no Oceano Austral. Uma vez que esse resfriamento teria sido significativamente superior ao observado em latitudes mais baixas, acredita-se que o gradiente térmico na porção norte do referido setor durante o UMG tenha sido marcantemente maior do que o atual (Gersonde *et al.*, 2005; Groeneveld e Chiessi, 2011).

A grande maioria dos dados de TSM disponíveis para o UMG se refere à utilização de assembleias de microorganismos – foraminíferos, diatomáceas e radiolários – sendo que a aplicação de outros indicadores ainda é extremamente restrita (MARGO Project Members, 2009).

A distribuição vertical das massas de água na porção oeste do Atlântico Sul durante o UMG foi relativamente distinta da sua distribuição moderna (Stramma e England, 1999; Came et al., 2003; Volbers e Henrich, 2004; Curry e Oppo, 2005; Makou et al., 2010). Como diferenças principais, se pode mencionar:

(i) a diminuição na profundidade da lisóclina da calcita – profundidade em que intensifica-se a dissolução da calcita dos sedimentos oceânicos – de, aproximadamente, 4.000 metros para cerca de 3.200 metros (Volbers e Henrich, 2004);

(ii) a diminuição na profundidade da porção central da Água Intermediária Antártica (AAIW, do inglês Antarctic Intermediate Water) de aproximadamente 1.500 metros para aproximadamente 1.000 metros, conforme reproduzido à Figura 4.6i (Came *et al.*, 2003; Curry e Oppo, 2005; Makou *et al.*, 2010); (iii) a presença de massa de água proveniente do Norte, a equivalente do UMG da Água Profunda do Atlântico Norte – em inglês, North Atlantic Deep Water (NADW) –, centrada em aproximadamente 1.500 metros e, atualmente, com sua porção central rondando 2.500 metros de profundidade, como mostrado à Figura 4.6i (Stramma e England, 1999; Came et al., 2003; Curry e Oppo, 2005), e

(iv) a presença de uma massa de água proveniente do Sul, a Água Antártica de Fundo (AABW, do inglês *Antarctic Bottom Water*), abaixo de aproximadamente 2.000 metros, atualmentepresente a uma profundidade abaixo de 3.800 metros (Stramma e England, 1999; Curry e Oppo, 2005).

Esta distribuição apresenta marcantes consequências para:

(i) a operação da CRMA (e.g., Lynch-Stieglitzet al., 2007);

(ii) a capacidade do Oceano Atlântico em aprisionar CO<sub>2</sub> atmosférico (Skinner et al., 2010) e

(iii) a redistribuição de calor e nutrientes no referido oceano (Ganachaud e Wunsch, 2000; Sarmiento et al., 2004).

Apesar da sua intrínseca relevância, ainda não está claro se a operação da CRMA durante o UMG foi significativamente distinta da atual (Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007).

Indicadores cinemáticos – e.g., a razão entre um isótopo do protactínio (Pa e outro do tório (Th) – da intensidade da CRMA ainda não estão disponíveis para a porção oeste do Atlântico Sul, porém os analisados em testemunhos sedimentares de outras regiões do Atlântico forneceram importantes informações a respeito da operação dessa Célula durante o UMG.

Aparentemente, o Oceano Atlântico, durante tal fase glacial, foi marcado por uma célula de revolvimento similar à atual (Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007). A CRMA, nesse mesmo período, foi provavelmente mais rasa do que a moderna e o tempo de residência das águas profundas foi ligeiramente superior aos valores atualmente exibidos pelas mesmas massas de água (McManus *et al.*, 2004; Gherardi *et al.*, 2009).

Vale notar que o valor do gradiente zonal de  $\delta^{18}$ O, analisado em foraminíferos bentônicos – classe de microrganismos que habitam o substrato oceânico e indicadores de densidade das massas de água de fundo –, aproximou-se de zero durante o UMG. Isso sugeriu uma diminuição marcante na intensidade da porção superior da célula de revolvimento (Lynch-Stieglitz et al., 2006).



Figura 4.5. Média anual da temperatura da superfície marinha (o C) para a porção oeste do Atlântico Sul (Locarnini et al., 2010) e localização dos testemunhos sedimentares marinhos discutidos no texto. Testemunhos com dados disponíveis apenas para o Último Máximo Glacial estão representados por círculo brancos (MARGO Project Members, 2009); testemunhos com dados disponíveis para outros períodos estão representados pelos círculos amarelos - GeoB3910-2: Arz et al. (2001), Jaeschke et al. (2007); GeoB3129/3911-3: Weldeab et al. (2006);GeoB3202-1: Arz et al.(1999); SAN76: Toledo et al. (2007a, b); 7606: Gyllencreutz et al. (2010); 36GGC: Came et al. (2003); Carlson et al. (2008); Pahnke et al. (2008); GeoB6211-2: Chiessi et al. (2008) e SP1251: Laprida et al. (2011).

#### 4.4.3 A ÚLTIMA DEGLACIAÇÃO

Os eventos climáticos abruptos característicos da última deglaciação – e.g., HS1, YD – causaram marcantes modificações na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul, representadas aqui às figuras 4.6c, d, e, h, i e j (Arz et al., 1999; Chiessi et al., 2008; Pahnke et al., 2008). Apesar de ainda restrita, a quantidade de dados que registra tal época nessa região marinha já permite a elaboração de um cenário evolutivo para o período.

As latitudes subtropicais dessa região sofreram aparente elevação nas TSM (Carlson *et al.*, 2008) durante os eventos de diminuição na intensidade da CRMA enquanto que nas altas latitudes do hemisfério norte observou-se diminuição na TSM – *i.e.*, durante o HS1 e o YD –, o que está representado à Figura 4.6a (Bard *et al.*, 2000; McManus *et al.*, 2004; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Esta situação seria compatível com a intensificação da Corrente do Brasil em detrimento da Corrente Norte do Brasil, mostrada à Figura 4.6e (Arz *et al.*, 1999), mas ainda carece de evidências conclusivas. Também está de acordo com o aprisionamento de calor nas camadas superficiais do Atlântico Sul (Carlson *et al.*, 2008; Barker *et al.*, 2009), e a operação de um dipolo meridional na TSM do Oceano Atlântico, conforme proposto em modelos conceituais e numéricos (Broecker, 1998; Vellinga e Wood, 2002).

A diminuição da CRMA e seus efeitos colaterais provavelmente causaram uma elevação na SSM encontrada na porção oeste do Atlântico, que também foi registrada no talude continental brasileiro, conforme se observa à Figura 4.6d, (Weldeab *et al.*, 2006; Carlson *et al.*, 2008). Uma situação similar foi encontrada por Toledo *et al.* (2007a) no testemunho SAN76, apesar da resolução temporal mais baixa dos dados isotópicos – exibido à Figura 4.5.

Dois testemunhos sedimentares coletados no talude continental do Nordeste do Brasil apontaram tendências de variações de TSM aparentemente distintas durante os eventos climáticos abruptos da última deglaciação – *i.e., HS1, YD* –, representado à Figura 4.6c (Weldeab et al., 2006; Jaeschke et al., 2007). Reconstituições de TSM, com base na razão Mg/Ca – entre magnésio e cálcio – e analisada em foraminíferos planctônicos, indicaram uma elevação para períodos de diminuição da CRMA (Weldeab et al., 2006) enquanto que outras, baseadas no índice de insaturação de alquenonas, não apontaram para qualquer alteração durante os mesmos períodos (Jaeschke *et al.*, 2007). Acredita-se que tal divergência esteja relacionada às diferentes estações do ano, registradas em cada um dos indicadores utilizados, a saber, verão para os foraminíferos e, inverno, para as alquenonas (Leduc *et al.*, 2010).



Figura 4.6. Registros paleoceanográficos da porção oeste do Atlântico Sul desde o Último Máximo Glacial e indicadores de temperatura provenientes das altas latitudes dos hemisférios norte e sul. A latitude de cada registro pode ser encontrada nesta figura. Todos os registros exibem seus modelos de idade originais. As três barras de cor cinza verticais marcam o Último Máximo Glacial (Mix et al., 2001), HS1 (McManus et al., 2004) e YD (Rasmussen et al., 2006). Outras abreviações usadas na figura: CB -Corrente do Brasil, ivc – ice volume corrected, SSM - salinidade da superfície do mar, sw - seawater, T – temperatura, TSM – temperatura da superfície do mar, VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite, e VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water. Para a localização dos testemunhos marinhos, ver a Figura 4.5.

Na termoclina – camada dos oceanos em que a água muda bruscamente de temperatura – permanente das latitudes subtropicais da porção oeste do Atlântico Sul, temperatura e salinidade apresentaram evolução oposta àquela observada na superfície do mar durante a última deglaciação, conforme mostrado à Figura 4.6j (Chiessi *et al.*, 2008). Este comportamento foi associado, em parte, às mudanças no gradiente zonal de temperatura, principalmente na profundidade da termoclina permanente, em resposta às alterações na intensidade da CRMA e, em parte, às mudanças ocorridas no fluxo da massa de água central com alta salinidade, que é transportada desde o Oceano Índico até o Atlântico Sul, através do vazamento das Agulhas, em resposta à migração para o Sul das frentes circum-antárticas. Em resumo, durante HS1 e YD, foram registrados menores valores do gradiente zonal em comparação com o Bølling--Allerød além de uma marcante intensificação do vazamento das Agulhas ao final do HS1.

Em profundidades intermediárias das latitudes subtropicais da porção oeste do Atlântico Sul, Pahnke et al. (2008) registraram aumento da participação de AAIW durante períodos de diminuição da CRMA ao longo da última deglaciação, registrado à Figura 4.6g. Este incremento estaria aparentemente associado à diminuição da competição entre a própria AAIW e a Água Glacial Intermediária do Atlântico Norte.

Ainda em profundidades intermediárias, Hendry et al. (2012) sugeriram que, marcantes elevações no conteúdo de nutrientes durante o HS1 e o YD estariam associadas a uma ressurgência mais intensa ao redor da Antártida, em função de um alinhamento entre a porção central dos ventos de Oeste e da Corrente Circumpolar Antártica.

### 4.4.4 O HOLOCENO

Existe marcante carência de estudos paleoceanográficos, com resolução temporal adequada, que tratem da porção oeste do Atlântico Sul durante o Holoceno (Leduc *et al.*, 2010). Dois registros de TSM provenientes de baixas latitudes não indicaram marcantes variações durante os últimos dez mil anos, conforme representado à Figura 4.6c (Weldeab *et al.*, 2006; Jaeschke *et al.*, 2007).

Utilizando registros de dissolução de carbonatos marinhos em um testemunho coletado a 2.362 metros de profundidade na porção oeste do Atlântico equatorial, Arz *et al.* (2001) sugeriram que, durante os eventos Bond – ocorrências de diminuição na intensidade da CRMA característicos do Holoceno (Bond *et al.*, 1997), a dissolução tenha aumentado. Isso refletiria o acréscimo da proporção de massas de água mais corrosivas, vindas muito provavelmente do Sul, na localidade e profundidade estudadas.

Para latitudes subtropicais, Came et al. (2003) sugeriram que a atual configuração de massas de água em profundidades intermediárias só foi atingida ao redor de nove mil anos calibrados antes do presente, concomitantemente ao aquecimento do Atlântico Norte.

Na plataforma continental sul do Brasil, Gyllencreutz *et al.* (2010) indicaram ter havido uma marcante alteração na circulação superficial entre cinco e quatro mil anos calibrados antes do presente. Os dados apresentados pelos autores sugeriram que as condições hidrográficas atuais teriam se estabelecido neste período, com o avanço em direção ao Norte da Água da Pluma do Rio da Prata – ou seja, da descarga d'água continental de salinidade inferior a do oceano. Isso ocorreria em decorrência do aumento da precipitação no continente e da alteração no regime de ventos, o que está representado à Figura 4.6f deste capítulo.

Tais indicações foram corroboradas e expandidas por Razik et al. (2013), que puderam determinar a penetração marcante de águas da margem continental argentina sobre a margem continental do Sul do Brasil, entre oito e quatro mil anos calibrados antes do presente. Voigt et al. (2013) descreveram que, longos períodos—*i.e.*, dezenas de anos—de intensificação do fenômeno *El Niño*, durante as fases do Holoceno médio e tardio, causaram elevação na precipitação sobre a bacia de drenagem do Rio da Prata e maior intensidade de ventos de Nordeste da porção subtropical oeste do Atlântico Sul. Finalmente, na região da ressurgência de Cabo Frio, Souto et al. (2011) indicaram terem existido dois períodos deaparente intensificação do fenômeno de ressurgência ao longo dos últimos 1.200 anos, a saber, entre 850 e 1070 e entre 1550 e 1850.

### 4.4.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conhecimento a respeito das mudanças na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul é ainda bastante restrito e fragmentado. Extensas regiões da margem continental leste da América do Sul apresentam praticamente nenhum estudo com resolução temporal mínima e modelo de idades confiáveis, como é o caso das áreas localizadas entre aproximadamente 10 e 20°S e ao Sul de 33°S – com exceção dos testemunhos CMU14 e ESP08, de Toledo *et al.* (2007b) e o testemunho SP1251, de Laprida *et al.* (2011).

Adicionalmente, a ausência praticamente completa de estudos que abordem as mudanças abruptas da última glaciação e tratem do último interglacial ergueu importante barreira para se utilizar cenários pretéritos de circulação da porção oeste do Atlântico Sul como análogos futuros.

Não obstante, estudos de calibração executados com amostras de superfície de fundo da porção oeste do Atlântico Sul estão disponíveis para uma quantidade razoavelmente grande de indicadores paleoceanográficos, apesar da densidade amostral ser, na maior parte dos casos, baixa (Harloff e Mackensen, 1997; Mulitza et al., 2003; Frenz et al., 2004; Baumann et al., 2004; Mahiques et al., 2004; Vink et al., 2004; Sousa et al., 2006; Chiessi et al., 2007; Regenberg et al., 2009; Mahiques et al., 2008; Groeneveld e Chiessi, 2011; Govin et al., 2012). A aplicação criteriosa destes indicadores em testemunhos sedimentares com alta taxa de deposição e com modelos de idades robustos trará marcante avanço no conhecimento paleoceanográfico da porção oeste do Atlântico Sul, como se pôde observar nos últimos anos.

# 4.5. VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO

### 4.5.1 INTRODUÇÃO

Apesar das primeiras referências a paleoníveis do mar do Holoceno no Brasil terem completado um século (Branner, 1902; Hartt, 1975), estudos sistemáticos começaram apenas em meados da década de 1960 – e.g., Andel e Laborel, (1964); Delibrias e Laborel, (1969). Desde então, mais de uma centena de publicações que abordam a história do nível do Oceano Atlântico no Brasil foram publicadas.

De 1970 e 1990, curvas de variação do nível relativo do mar foram elaboradas para a região compreendida entre as latitudes 5 e 34°S, apoiadas em centenas de dados de radiocarbono – e.g., Bittencourt et al. (1979) e Suguio et al. (1985). Na costa brasileira, após o UMG, o máximo registrado se refere ao Holoceno médio, com valores por volta de cinco metros acima do atual – isto é, a elevação máxima do Holoceno (EMH). Seguiu-se um descenso, até atingir a situação imediatamente antes do início do período industrial. Trata-se de padrão geral descrito por diversos autores – e.g., Bittencourt et al., (1979); Martin et al., (1985); Suguio et al., (1985); Dominguez et al., (1990); Martin et al., (2003); Angulo et al., (2006).

Contudo, existem controvérsias a respeito de

- (i) quando o nível do mar ultrapassou pela última vez o atual,
- (ii) qual o período e o valor dessa posição mais elevada e, principalmente,
- (iii) qual a maneira como ocorreu o descenso, subsequente ao máximo transgressivo.

Assim, o objetivo deste texto é o de apresentar as principais características das variações relativas do nível do mar e as principais controvérsias que envolvem esta questão fundamental na apreciação das mudanças climáticas globais.

### 4.5.2 O PERÍODO DE SUBMERSÃO DA PLATAFORMA E DA ZONA COSTEIRA ATUAL

Os dados radiométricos utilizados como indicadores do nível relativo do mar são geralmente escassos e pouco confiáveis para o período compreendido entre o UMG e aproximadamente sete mil anos calibrados antes do presente, sendo as curvas resultantes geralmente baseadas em feições morfossedimentares – *i.e.*, sedimentos em forma de terraços submersos que indicam estabilização do nível relativo do mar.

A exceção é a paleocurva do nível relativo do mar, produzida por Correa (1996) e baseada em indicadores mais precisos. Segundo o autor, houve estabilizações do nível relativo do mar entre nove e oito mil anos calibrados antes do presente, situadas nos patamares de -32 e -45 metros e de -20 e -25 metros, respectivamente.

Dados mais recentes, obtidos por Mahiques e Souza (1999) e outros e apresentados por Mahiques et al. (2010), constituem no momento, o conjunto mais acurado, indicando períodos de estabilização no nível relativo do mar antes da elevação máxima de 5.600 anos calibrados antes do presente.

Na costa do Estado de São Paulo – a  $23^{\circ}30'S$  –, conchas de moluscos, coletadas em sedimento de paleopraias e situadas seis metros abaixo do nível atual do mar, apresentaram idade de 7.900 anos calibrados antes do presente (Mahiques e Souza, 1999). Adicionalmente, quatro amostras de arenitos de praia, localizados a 13 ± 1 metro abaixo do nível atual do mar, acusaram idade de oito mil anos calibrados antes do presente. Esses dados corroboraram a mesma idade para um nível de 1,4 ± 0,5 metro abaixo do nível atual do mar, apresentado por Martin *et al.* (2003). Assim, tanto a plataforma brasileira continental leste como a nordeste deve ter sido inundada no início do Holoceno.

Miranda et al. (2009) coletaram um testemunho de 124 metros de comprimento na planície holocênica da Ilha de Marajó, no Estado do Pará, e mostraram que as fácies sedimentares presentes – conjunto das características de uma rocha sedimentar – retratavam as oscilações positivas e negativas desde cerca de 50 mil anos AP. Nesse estudo, foi apontada a última posição mais elevada do nível relativo do mar há cerca de 10.500 AP, seguida pelo seu descenso, um processo que é acompanhado por sedimentação lagunar regressiva.

### 4.5.3 O PERÍODO DE EMERSÃO DA ZONA COSTEIRA ATUAL

O primeiro modelo (Bittencourt et al., 1979; Martin et al., 1980; Suguio et al., 1985; Angulo e Suguio, 1995) admitiu que o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez há cerca de 7.500 anos calibrados antes do presente. Após a elevação máxima no Holoceno, que deve ter ocorrido há cerca de 5.600 e 5.100 anos calibrados antes do presente, este modelo defende a presença de duas oscilações de alta frequência temporal e de menor magnitude, ambas negativas e seguidas por elevações que aconteceram entre 4.300 e 3.500 anos calibrados AP e, entre 2.700 e 2.100 anos calibrados AP.

Essas curvas foram originalmente definidas com base em mais de 700 datações radiométricas de diversos tipos de indicadores, como sambaquis, cordões litorâneos em planícies costeiras, arenitos de praia, moluscos da família dos vermetídeos, turfas e corais – e.g., Bittencourt et al., (1979); Martin et al., (1980); Suguio et al., (1985); Angulo e Suguio, (1995). Tais dados permitiram que se elaborassem curvas distintas para oito setores da costa brasileira – *i.e.*, Salvador, Ilhéus, Caravelas, Angra dos Reis, Santos, Cananéia–Iguape, Paranaguá e Laguna–Itajaí –, dentre as quais, a da capital baiana, mais setentrional em todo o conjunto, constituiu-se também, na mais completa já obtida.

Nos anos subsequentes, datações foram adicionadas às curvas da Região Sul do País, com base principalmente em vermetídeos – e.g. Angulo e Suguio, (1995). Por outro lado, as curvas das porções leste e nordeste da costa brasileira tenderam a apresentar elevação máxima no Holoceno cerca de dois metros acima daquela existente nas áreas sudeste e sul. Martin et al. (1985) e Suguio et al. (1985), com base no trabalho de Morner (1982) atribuíram as oscilações de alta frequência a alterações no geóide

da Terra – a superfície ininterrupta do globo terrestre sobre a qual a gravidade incide sempre na mesma intensidade –, ou, então, a possíveis variações climáticas.

Bezerra et al. (2003) elaboraram uma curva de variação do nível relativo do mar para a costa oriental e, outra, para a setentrional do Rio Grande do Norte, comparando-as com a de Salvador (Bittencourt et al., 1979; Suguio et al., 1985) e com o modelo glacio-isostático de Peltier (1998). Os autores obtiveram uma curva resultante para ambas as regiões potiguares. Mas, esta não coincidiu plenamente com o padrão das oscilações de alta frequência proposto para a região soteropolitana e guardou, também, diferenças de comportamento em relação ao modelo preditivo glacio-isostático.

Bezerra et al. (2003) apontaram ser fundamental identificar adequadamente o ambiente deposicional. Segundo eles, a elevação dos ambientes deve ser mais precisamente situada em relação ao datum de referência. Além disso, sustentaram ser necessárias precauções sobre as incertezas existentes em relação ao binômio Altura–Idade. Afirmaram ainda, ser importante levar em consideração as respostas glacio-isostáticas regionais e os fatores locais, tais como os regimes tectônicos e o clima, de modo que se possa determinar uma curva precisa de variação do nível relativo do mar.

O segundo modelo, representado à Figura 4.7. – e.g., Angulo e Lessa, (1997); Angulo et al., (1999); Angulo et al., (2006) –, foi elaborado apenas com datações de carapaças de gastrópodes – i.e., vermetídeos – e sustentou que não ocorreram as duas oscilações de alta frequência temporal apuradas pelo modelo anterior.

Angulo e Lessa (1997) revisaram as curvas da região de Paranaguá, no Estado do Paraná, e de Cananéia–Iguape, no Estado de São Paulo – e.g., Suguio et al., 1985 –, e reavaliaram, tanto os ambientes deposicionais, quanto a confiabilidade dos sambaquis como indicadores de paleoníveis do mar. Estes autores concluíram que os indicadores disponíveis não lhes permitiam interpretar a existência das oscilações de alta frequência temporal.

Consequentemente, as taxas de variações do nível relativo do mar não seriam tão acentuadas como proposto no primeiro modelo. Ybert *et al.* (2003), que estudaram turfas da região de Cananéia– Iguape, no Estado de São Paulo, endossaram os resultados do segundo modelo.

Por fim, uma re-análise proposta por Angulo et al. (2006) sugere que, cerca de 70% das datações previamente publicadas e utilizadas no primeiro modelo contêm erros. Utilizando apenas as datações de vermetídeos, que consideraram indicadores confiáveis, eles elaboraram duas curvas para a costa oriental do Brasil, exibidas à Figura 4.7. deste capítulo.

Tomando a latitude de 28°S como um divisor, a curva para a porção norte teve sua elevação máxima no Holoceno estimada para cerca de 5.500 anos calibrados antes do presente, podendo ter atingido entre dois a 4,5 metros acima do nível atual. Já para aquela voltada em direção à porção sul, verificou-se ter atingido entre um e três metros de elevação acima do patamar exibido atualmente, ao redor de 5.800 a quatro mil anos calibrados antes do presente.

Após a elevação máxima, o nível relativo das curvas declina irregularmente até a posição atual sem oscilações de alta frequencia, como descrito no primeiro modelo. Elas foram comparadas com um modelo glacio-eustático produzido por Milne *et al.* (2005), com dados relativos ao Caribe e à América do Sul. O ajuste entre os resultados do modelo geofísico e os dados de indicadores de paleoníveis do mar resultou muito bom.

Segundo Milne et al. (2005), o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno, durante a transgressão que se seguiu ao UMG, por volta de oito mil anos calibrados antes do presente. A sua elevação máxima teria alcançado aproximadamente 4,5 metros por volta de 7.200 anos calibrados antes do presente, em Pernambuco e no Rio de Janeiro. Por sua vez, na região de Santa Catarina, tal ultrapassagem teria se dado há mais de 7.500 anos calibrados AP e a elevação máxima, ocorrido em cerca de três metros, por volta de sete mil anos calibrados antes do presente.



Figura 4.7. (a). Envelopes – faixas – de variação do nível relativo do mar para aproximadamente os últimos sete mil anos cal. AP para a região costeira do Brasil. A linha contínua e os círculos pretos representam a região ao Norte de 28°S; a linha tracejada e os círculos brancos representam a região ao Sul de 28°S –, segundo Angulo et al. (2006). (b) Comparação entre o envelope de variação do nível relativo do mar para aproximadamente os últimos seis cal. ka AP de Angulo et al. (2006), onde a linha contínua representa a região compreendida entre Pernambuco e Paraná, e resultados do modelo geofísico de Milne et al. (2005) representados pela linha pontilhada referente à região de Pernambuco, enquanto que a tracejada equivale à região do Rio de Janeiro. (c) Comparação entre o envelope de variação no nível relativo do mar para os últimos aproximadamente seis mil anos de Angulo et al. (2006), para o qual a linha contínua demarca a região de Santa Catarina, e o resultado do modelos geofísico de Milne et al. (2005), para o qual a linha tracejada mostra a porção sul de Santa Catarina.

Dois estudos no Atol das Rocas (Kikuchi e Leão, 1997; Gherardi e Bosence, 2005), feitos em arenito de praia e no próprio recife, também mostraram a existência naquele monte submarino de um nível relativo do mar mais elevado no Holoceno tardio. Kikuchi e Leão (1997) dataram moluscos gastrópodes e corais no anel de recifes e no arenito de praia existente em uma das ilhas, obtendo idades convencionais de cerca de 2.500 anos calibrados antes do presente a dois metros acima do nível do platô recifal. Já Gherardi e Bosence (2005), com amostras de algas coralináceas, conseguiram um conjunto de dados que lhes permitiu traçar o comportamento do nível relativo do mar nos últimos 3.500 anos antes do presente.

Segundo esses últimos autores, o nível relativo do mar no atol teria ultrapassado o atual pela primeira vez no Holoceno, há cerca de três mil anos calibrados antes do presente, ao passo que a elevação máxima durante esse período teria atingido um metro há cerca de 1.500 anos calibrados antes do presente. Resultou daí, que não foi possível encontrar indícios que permitam explorar o comportamento do nível relativo do mar, tanto no Holoceno médio quanto no inferior, devido à relativa recente idade dessas ilhas.

As investigações na plataforma amazônica (Cohen et al., 2005, 2008, 2009) mostraram concordância com o comportamento geral da curva do nível relativo do mar holocênica, apesar de não apresentarem indicadores precisos sobre a posição desse patamar relativo. Estes estudos se concentraram principalmente em áreas de manguezais com base em datações de amostra total de sedimento de testemunhos rasos – cerca de 150 centímetros de comprimento – que representam os últimos 1.500 anos calibrados antes do presente.

Estudos do nível relativo do mar na Argentina – e.g., Isla, (1989); Cavallotto et al., (2004) – mostraram um comportamento do nível relativo do mar com semelhanças ao padrão proposto por Angulo et al. (2006) – ou seja, com elevação máxima no Holoceno situada ao redor de seis mil anos calibrados antes do presente e altitude entre dois e quatro metros acima do nível atual, irregularmente declinante mas contínua, sem que se tenha registrado oscilações de alta frequência temporal. É relevante notar que a tendência de rebaixamento do nível relativo do mar reconstituída para os últimos aproximadamente cinco mil anos calibrados antes do presente para a maior parte da região costeira do Brasil tenha sido revertida nas últimas décadas – e.g., Mesquita et al., (2003) –, conforme descrito no capítulo 3 deste Relatório.

### 4.5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo das variações do nível relativo do mar durante o Holoceno avançou consideravelmente nos últimos 35 anos. Uma quantidade significativa de indicadores foi datada e o padrão geral transgressivo e regressivo do nível relativo do mar é hoje aceito por toda a comunidade científica.

No entanto, são ainda escassos os estudos de indicadores do nível relativo do mar na plataforma continental. Isto deixa uma lacuna que precisa ser preenchida para que se possa entender quando e como o nível relativo do mar inundou a plataforma e se encaminhou para a EMH, bem como os períodos de sua rápida elevação, típicos da última deglaciação.

Assim, como já foram estudados arenitos de praia submersos na plataforma continental sudeste, formações similares são abundantes tanto na costa leste quanto na nordeste do Brasil. Ressalta-se que existem também ocorrências de recifes que podem fornecer informações adicionais sobre o comportamento do nível relativo do mar. Estudos que tenham produzido curvas detalhadas de seu comportamento na plataforma continental setentrional são inexistentes e precisam ser realizados.

A resolução da controvérsia existente entre o primeiro e segundo modelos que abordam o período de emersão da zona costeira atual no que se refere às oscilações de alta frequência temporal pode ser encaminhada através da identificação de outros indicadores aptos a aumentar o detalhamento e a correção do comportamento dos paleoníveis do mar. Atualmente, o segundo modelo apresenta uma quantidade mais robusta de evidências conclusivas. Além disso, existem aspectos locais como o dos registros tectônicos, de clima e suprimento de sedimento, ou mesmo, regionais, como o comportamento da crosta ou do manto, que podem contribuir para diferenças importantes no comportamento do nível relativo do mar.

Somam-se a isso, os necessários cuidados para a adequada localização das amostras datadas. A utilização de modelos teóricos juntamente com os dados de campo representa um avanço na abordagem das variações do nível relativo do mar, o que permitirá identificar e quantificar os fatores locais e regionais com maior eficácia.

### 4.6. AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO

### 4.6.1 INTRODUÇÃO

O fogo é um fator de perturbação dominante na história das florestas naturais em várias partes do mundo (Attiwill, 1994). Ele afeta o ciclo biogeoquímico e global do carbono (Andreae, 1991). Recentes experimentos de modelagem climática preveem os efeitos de uma substituição em larga escala da floresta amazônica por vegetação de cerrado, até o final do século XXI. Expansão das pressões econômicas, feedbacks positivos nos regimes de fogo na floresta amazônica e seca prolongada são fatores que poderiam levar a uma degradação mais rápida das florestas, associados a altas taxas de desmatamento, em futuro próximo (Nepstad et al., 2008).

Por exemplo, as condições de seca ao longo de grandes extensões da floresta amazônica que surgem devido ao fenômeno *El Niño* criam um potencial para incêndios florestais em grande escala, como foi observado durante a severa estiagem de 1997 e 1998 (Nepstad et al., 1999).

Nas últimas décadas, diferentes setores da sociedade têm expressado sua preocupação sobre o uso indiscriminado do fogo para fins agropecuários e das mudanças de uso da terra em geral. Os impactos que os incêndios provocam na vegetação nativa, seja nos fragmentos de vegetação de mata atlântica do Sul e Sudeste do País ou na floresta amazônica, na Região Norte do Brasil, envolvem questões que dizem respeito às trocas climáticas passadas e futuras (Page *et al.*, 2002; Harrison *et al.*, 2007; Lynch *et al.*, 2007). No momento, notórias são as questões e debates referentes à importância da ação do homem e da natureza – do clima, mais especificamente – no estabelecimento dos incêndios e, por consequência, na dinâmica da vegetação e na manutenção da fisionomia florestal.

### 4.6.2 AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO

Estudos paleoambientais indicaram que os incêndios em florestas podem ser atribuídos, inicialmente, às condições climáticas (Whitlock *et al.*, 2006; Marlon *et al.*, 2008), embora ações humanas também tenham tido importância como fonte de ignição (Huber *et al.*, 2004), a exemplo do que foi considerado por Bar-Yosef (2002) durante a evolução humana nas mais remotas regiões. Associados com a vegetação de fisionomia florestal, fragmentos de carvão foram encontrados nos solos de diferentes locais no bioma amazônico – no alto Rio Negro, por exemplo – com idades Carbono14 (<sup>14</sup>C) calibradas desde aproximadamente 6,9 cal. ka AP (Saldarriaga e West, 1986). A ocorrência de incêndios associados a alterações climáticas durante o Holoceno médio foi demonstrada por Sanford *et al.* (1985) em vários tipos de floresta no alto Rio Negro. Fragmentos de carvão de um solo do Leste da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas foram datados entre aproximadamente 6.900 e 3.200 anos calibrados AP (Soubiès, 1980).

Sifeddine et al. (1994) observaram abundantes concentrações de fragmentos de carvão com idades entre 7.800 e 4.500 anos calibrados antes do presente na Serra Sul de Carajás, no Pará. Um registro contínuo dos incêndios florestais durante os últimos 8.300 anos calibrados AP foi determinado pela quantificação de microfragmentos de carvão depositados em um sistema lacustre na vizinha Serra Norte de Carajás (Cordeiro, 1995; Cordeiro et al., 1997, 2008).

Fases de intensa atividade de fogo foram observadas, tanto entre 7.500 e 4.800 anos calibrados antes do presente, como entre 1.300 e setecentos anos calibrados AP, conforme indicado pela elevada concentração de micropartículas de carvão. Piperno e Becker (1996) encontraram fragmentos carboníferos no solo que foram datados entre 1.700 a seiscentos anos calibrados antes do presente.

Já Pessenda et al. (1998a e b, 2001) encontraram significativas concentrações de fragmentos de carvão naturalmente soterrados nos solos (Boulet et al., 1995), além de alterações na composição isotópica –  $\delta^{13}$ C – da matéria orgânica do solo em transecções de floresta para cerrado e de floresta para campo no Estado de Rondônia e na região de Humaitá, no Sul do Estado do Amazonas, respectivamente, num total de aproximadamente 750 quilômetros.

Essas variações na concentração de carvão foram relacionadas com trocas de vegetação de floresta – plantas C3, associadas às árvores – para cerrado e campo – plantas C4, associadas às gramíneas –, durante o Holoceno inferior e médio – de aproximados dez a quatro mil anos calibrados AP. Tais trocas de vegetação associadas à presença de fragmentos de carvão – os paleoincêndios – permitiram inferência em relação à presença de um clima mais seco – ou menos úmido – nas regiões de estudo.

Na Região Nordeste do Brasil, estudos palinológicos em sedimentos lacustres na Lagoa do Caçó, no município maranhense de Primeira Cruz (Ledru *et al.*, 2001, 2006), e isotópicos ( $\delta^{13}$ C), em solos do Maranhão (Pessenda *et al.*, 2004a, 2005), Piauí, Ceará e Paraíba (Pessenda *et al.*, 2010) indicaram significativa presença de fragmentos de carvão durante o período aproximado de dez mil e 3.600 anos calibrados antes do presente. Os dados polínicos e isotópicos de tais registros também acusaram a abertura da vegetação florestal e a expansão do cerrado em direção ao campo nas áreas de estudo. Tais aspectos também permitiram inferir a presença de um provável clima mais seco do que o atual e, similar aos registros obtidos no bioma Amazônico, em período semelhante.

A comparação entre esses estudos sugere que, por um longo tempo, o fogo tem sido um fator de grande perturbação em ecossistemas tropicais e, juntamente com o clima, de suma importância para a determinação da dinâmica da vegetação, tanto no passado, quanto no presente e, provavelmente, no futuro. Registros similares de fragmentos de carvão foram observados em sedimentos lacustres e solos nas regiões Sudeste e central do Brasil durante o Holoceno (Pessenda *et al.*, 1996; Gouveia *et al.*, 2002; Scheel-Ybert *et al.*, 2003; Pessenda *et al.*, 2004b; Saia *et al.*, 2008), reforçando o significativo papel dos paleoincêndios, em conjunto com fatores climáticos para a dinâmica e a distribuição das formações vegetais no Brasil.

Um registro de alta resolução dos níveis de  $CO_2$  atmosférico durante os últimos onze mil anos calibrados AP foi obtido com o uso de bolhas de gás em um testemunho de gelo coletado no Taylor Dome, na Antártida. Este registro acusou um aumento do gás carbônico atmosférico iniciado cerca de sete mil anos calibrados antes do presente (Indermühle *et al.*, 1999). Seus valores de  $\delta^{13}$ C indicaram aproximação com os de fontes terrestres entre -17 e -30‰ em detrimento de valores mais enriquecidos, das fontes marinhas.

No entanto, dados publicados por Carcaillet *et al.* (2002), provenientes da América do Sul e Central, argumentaram contra a crescente queima de biomassa relacionada com a liberação de carbono no Holoceno médio, um aspecto distinto de publicações recentes (Bush *et al.*, 2007; Cordeiro *et al.* 2008; Mayle e Power, 2008). Carcaillet *et al.* (2002) usou idades <sup>14</sup>C de fragmentos de carvão do solo coletados em áreas entre 5°N e 5°S no Norte da bacia amazônica, representando os últimos dois mil anos como evidência de altas concentrações de incêndios florestais. Porém, estas amostras de solo foram coletadas principalmente em seu primeiro metro de profundidade, onde as datações da matéria orgânica correspondentes eram mais recentes do que as realizadas em porções mais profundas, nas quais normalmente, os fragmentos de carvão se encontram mais agrupados.

Desde o início da Revolução Industrial, o impacto humano modificou cerca de 40% da superfície da Terra, aumentando o nível de  $CO_2$  atmosférico em cerca de 30% (Vitousek et al., 1997), com taxas anuais de desmatamento de florestas tropicais ao redor de 0,8%. Houghton et al. (1991) calcularam que, entre os anos 1850 a 1980, cerca de 90 a 120 gigatoneladas (Gt) de  $CO_2$ , provenientes de incêndios florestais, foram liberadas para a atmosfera. Em comparação, durante o mesmo período, aproximadamente 165 Gt desse poluente foram emitidas adicionalmente por nações industrializadas através das queimas de carvão, petróleo e gás (Houghton et al., 1991).

Atualmente, a queima de florestas tropicais contribui com cerca de dois a quatro gigatoneladas de carbono a cada ano, ou cerca de 30% do total das emissões antrópicas. Fearnside (1996) calculou que o fluxo resultante de CO<sub>2</sub> para a atmosfera devido à soma das alterações de uso da terra na Amazônia Legal foi de aproximadamente 1,3 Gt de carbono.

Na região Sul do território sul-americano, os impactos da população nativa e a influência do clima na ocorrência de incêndios durante o Holoceno não puderam ser caracterizados em separado (Huber et al., 2004). Entretanto, Whitlock et al. (2006) atribuíram a troca de regime de incêndio superficial, durante o Holoceno médio nos Andes argentinos, ao aumento da variabilidade climática interanual e ao início, ou reforço, de ENSO. Na América do Sul tropical, foram evidenciados eventos periódicos com efeitos similares ao fenômeno *El Niño* e com duração de dezenas a centenas de anos, que guardam certa similaridade com a Oscilação Decenal do Pacífico (Martin et al., 1993).

Desde aproximadamente os últimos 7.900 anos calibrados antes do presente até os dias atuais, ocorreram manifestações climáticas identificadas através das mudanças da dinâmica litorânea na parte central da costa brasileira, sincrônicas com alterações climáticas em outras áreas da América do Sul e sintetizadas, como se segue (Martin *et al.*, 1993).

1. Entre 7.800 anos calibrados antes do presente e de 4,3 a 4,0 cal. ka AP, numerosos períodos de condições do tipo *El Niño* provocaram uma série de períodos secos na região da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas e na porção boliviana do Altiplano Andino, como eventos úmidos no deserto de Sechura, no Chile.

2. Entre 4,3 e 4,0 cal. ka AP e entre 2,9 e 2,6 cal. ka AP, não se registrou nenhuma ocorrência de eventos de tipo *El Niño* associada a clima úmido, tanto na região amazônica como na parte boliviana do Altiplano Andino, nem a clima seco, no deserto de Sechura. Entre 2,9 e 2,6 cal. ka AP e atualmente, condições de tipo *El Niño* ocorreram com menor frequência. Porém, pelo menos três eventos podem estar relacionados a incêndios durante o Holoceno superior em Manaus, no Estado do Amazonas (Santos et al., 2000) e Carajás (Cordeiro et al., 2008).

A relação entre os paleoincêndios e as condições climáticas foram apresentadas por Pierce et al. (2004) e Whitlock (2004), com argumentos de que, modificações nos regimes de fogo durante a anomalia climática da Idade Média, entre os anos de aproximadamente 950 e 1250, e a Pequena Idade do Gelo, por volta do período entre 1400 e 1700, segundo Mann et al. (2009), se basearam nas alterações do clima e sua influência sobre a mistura de combustíveis, nas condições de ignição e no comportamento do fogo.

Foi também verificado que o declínio da combustão da biomassa antes do ano de 1750 ocorreu em fase com o resfriamento global, a despeito do aumento da população humana (Marlon *et al.*, 2008). O fogo teve, ainda, importante papel no desenvolvimento dos ecossistemas da Terra e na dominância das comunidades de plantas (Meyn *et al.*, 2007). Nos últimos 20 anos, incêndios florestais no Brasil e Indonésia podem ter reduzido substancialmente a biodiversidade e levado à ocorrência de distinta seleção biológica (Gisberg, 1998).

### 4.6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

É importante enfatizar que a combustão da biomassa é a segunda maior fonte de emissão de gás carbônico – o principal entre todos os GEEs – para a atmosfera. Note-se também que, sob determinadas condições climáticas, registradas em épocas anteriores como o UMG, ela pode ter representado um papel importante para a evolução do ciclo do carbono na Terra. Este período é caracterizado por um clima frio, quando comparado ao atual (Peltier e Solheim, 2004; Justino e Peltier, 2008).

Essas trocas, em associação com reduzidas concentrações de CO<sub>2</sub>, induziram modificações no comportamento da vegetação global, como a redução da floresta boreal na Sibéria, o aumento na cobertura da vegetação arbustiva na Europa e de áreas de deserto subtropical (Adam e Faure, 1997). Tem sido também aventado, que as florestas tropicais têm tido suas extensões diminuídas de modo significativo, especialmente no Oeste da África e na América do Sul (Adam e Faure, 1997: Ray e Adams, 2001).

Pode-se também assumir, que a substituição de floresta por biomas com vegetação mais aberta, tais como cerrado, campos e savanas, se dará através da ocorrência de incêndios provocados pela quantidade de combustível disponível, principalmente durante as estações secas. Isto evidencia a necessidade de uma compreensão mais completa da interação entre incêndios, clima e superfície terrestre, na medida em que tal análise pode auxiliar a separar, um a um, os fatores críticos para a dinâmica de ecossistemas modernos.

### 4.7. A OCUPAÇÃO HUMANA E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

### 4.7.1 INTRODUÇÃO

A América do Sul foi o último continente do planeta a ser ocupado pelo Homo sapiens. O debate sobre a antiguidade da ocupação humana do continente é certamente intenso e está longe de ser resolvido. Há, no entanto, um consenso de que toda a América do Sul já era ocupada há cerca de doze mil anos e que – o que é particularmente importante –, tais ocupações já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si (Roosevelt, 2002).

Após a ocupação inicial e o consequente processo, aparentemente rápido, de diferenciação e especialização que se seguiu, o continente sul-americano permaneceu, até certo ponto, isolado durante a maior parte de sua história. Mais exatamente, até o início da colonização europeia, no início do século XVI. Isso significa que, todos os processos de mudança ou de estabilidade ocorridos em diferentes partes do continente resultaram da ação de fatores puramente locais, definidos a partir de uma escala continental.

Trata-se de um quadro essencialmente diferente daquele vivenciado, por exemplo, nos continentes europeu e asiático, sobre os quais há evidências abundantes de que processos de expansão demográfica transcontinentais teriam sido os responsáveis pela introdução de inovações, tais como a agricultura, ou mesmo, o surgimento do Estado. O isolamento geográfico da América do Sul é ainda mais interessante quando se considera seu panorama de diversidade social, cultural, econômica e política na época do início da colonização europeia, quando seus fundadores consistiram em populações que descendiam de poucos grupos humanos.

É por isso que, para a arqueologia, é possível tratar a América do Sul como uma espécie de laboratório: o último continente a ser ocupado no planeta, por uma população fundadora pequena, mas que, ao cabo de alguns milênios, já exibia toda a diversidade social e política características da humanidade. Há ainda fortes controvérsias a respeito de pontos importantes relacionados à ocupação humana das Américas, tais como a idade e o total das primeiras migrações e os caminhos que elas trilharam (Dillehay, 2000; Dixon, 1999, 2001; Waguespack, 2007). Seja como for, há evidências incontestáveis da presença de seres humanos em território brasileiro a partir de doze mil anos calibrados antes da atualidade (Araujo e Neves, 2010; Kipnis, 1998; Prous e Fogaça, 1999; Roosevelt *et al.*, 1996).

Tal fato pode se relacionar a uma combinação de vieses de preservação e de baixa densidade populacional. A conservação de eventuais sítios arqueológicos anteriores ao UMG pode ser extremamente rara, tendo em vista os vários eventos de mudança climática abrupta que ocorreram desde então (Mayewski et al., 2004), propiciando, no continente, ciclos de erosão e sedimentação extremamente fortes (Thomas, 1994, 2008) e, no litoral, variações muito grandes do nível relativo do mar (Angulo *et al.*, 2002; Suguio *et al.*, 1985).

Por outro lado, mesmo que existente, a presença humana na porção interiorana da América do Sul durante o Pleistoceno final, teria sido, provavelmente, pouco expressiva e composta por grupos humanos de baixa densidade populacional que não necessariamente foram portadores de tecnologias de confecção de pontas de projétil tornando sua detecção extremamente difícil.

Por conta desses fatores, é que a discussão a respeito das relações entre ocupações humanas e mudanças climáticas ocorre somente a partir da transição entre o Pleistoceno e o Holoceno.

### 4.7.2 A TRANSIÇÃO DO PLEISTOCENO PARA O HOLOCENO

Uma das feições mais impressionantes do registro arqueológico do leste da América do Sul é a variabilidade cultural existente já no início do Holoceno. A partir de doze mil anos calibrados antes do presente, ao menos três grandes tradições culturais já se tornaram perceptíveis em uma vasta área que se estende, desde o Nordeste brasileiro até o Rio Grande do Sul, formando um polígono de, no mínimo, 800 quilômetros no sentido Leste-Oeste e 2.300 quilômetros no sentido Norte-Sul. Elas são conhecidas como *Tradição Umbu, Tradição Itaparica* e, por falta de melhor definição, *Indústria lítica lagoassantense*, representadas à Figura 4.8 neste capítulo.

Na região da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas, também se verificou um quadro de diversidade cultural, atestado pela presença de diferentes tipos de tecnologias na produção de artefatos líticos, incluindo indústrias de pontas bifaciais, em alguns casos, e de artefatos de face única sem pontas de projétil, em outros. Cada uma dessas tradições encerra em si, modos distintos e peculiares de manufaturar utensílios. Sua continuidade geográfica e relativa homogeneidade interna sugerem que grupos culturalmente diferenciados produziram seus artefatos.

Ao mesmo tempo, as idades contemporâneas constituem um paradoxo, uma vez que não se esperaria uma variabilidade cultural tão grande se a ocupação da América do Sul tivesse se dado pouco tempo antes da existência destas tradições culturais.

Sabe-se que a deriva cultural – entendida como a diferenciação de aspectos que decorrem de uma cultura ancestral, se relaciona ao tempo decorrido desde o evento de separação (Neiman, 1995). O registro arqueológico aponta, portanto, para uma cronologia longa para o povoamento da América do Sul. Já mesmo no início do Holoceno, seus grupos humanos exibiam grande diversidade em termos de produção de cultura.

Por outro lado, as taxas de inovação cultural são também fortemente correlacionadas ao tamanho da população envolvida nos mecanismos de transmissão de informação (Neiman, 1995; Shennan, 2001). Nesse aspecto, o registro arqueológico sugere, também, uma população numerosa.

Mas quais seriam as possíveis relações entre as observações empíricas de cunho arqueológico e as mudanças climáticas para esta faixa cronológica? O modelo mais plausível aponta para uma situação inicial de maior densidade populacional na zona costeira, onde a estabilidade em termos de clima e recursos alimentares é sempre maior do que nas continentais em igual latitude (Dixon, 1999).

Assim, a interiorização dessas populações se daria por um mecanismo duplo de pressão populacional e maior estabilidade climática. Sobre este último aspecto, os dados paleoambientais referentes ao início do Holoceno apontam para climas mais quentes e úmidos em amplas porções da América do Sul (Cruz et al., 2009), de modo a propiciar condições de assentamento em áreas que, apesar de conhecidas por essas populações antigas, não eram intensivamente ocupadas.

Por sua vez, a pressão populacional se daria tanto pelo crescimento vegetativo – *i.e.*, a diferença entre as taxas de natalidade e de mortalidade – (Scheinsohn, 2003), acompanhando assim, o aumento da capacidade de carga do ambiente, como também, através da elevação rápida e constante do nível do mar desde o UMG (Souza et al., 2005).

Tais fatores explicariam a abrupta e contemporânea aparição das diferentes tradições arqueológicas no interior do Brasil.

### 4.7.3 A OCUPAÇÃO PALEOÍNDIA NO HOLOCENO INICIAL

Os grupos humanos que ocuparam esses ambientes continentais desde doze mil anos calibrados antes do presente são denominados, genericamente, de *paleoindios*. Estudos de antropologia biológica mostram que os crânios associados a essas populações antigas – donas de morfologias australo-melanésicas – são bastante diferentes dos crânios dos indígenas atuais, cuja morfologia é mongoloide. Isso sugere tratar-se de populações distintas e, portanto, de uma provável substituição populacional (Neves e Hubbe, 2005; Neves et *al.*, 1998; Neves e Pucciarelli, 1990; Powell e Neves, 1999). Em que pese a falta de dados para a maior parte do Brasil, ao menos na região de Lagoa Santa, em Minas Gerais, os últimos remanescentes dessa população paleoíndia ocorreram por volta de oito mil anos calibrados antes do presente.

Dados a respeito desses grupos sugeriram estratégias de subsistência generalistas, de amplo espectro, com forte utilização de plantas e animais de pequeno porte (Jacobus, 2004; Kipnis, 2002; Rosa, 2004; Schmitz et al., 2004). Não parece haver qualquer correlação entre as diferentes tradições de lascamento e a obtenção de recursos alimentares (Araujo e Pugliese, 2009), uma vez que, em termos gerais, os animais caçados são os mesmos. Apesar da coexistência entre humanos e megafauna, não se encontraram evidências de que esta tenha sido consumida. Em linhas gerais, as estratégias de subsistência e as tradições culturais paleoíndias se mantiveram estáveis no período entre doze e oito mil anos calibrados antes do presente.



Figura 4.8. Localização geográfica das três principais tradições de pedra lascada do início do Holoceno: em amarelo, Tradição Itaparica; em azul, Indústria lagoassantense e, em cinza, Tradição Umbu

#### 4.7.4 O HIATO DO ARCAICO NO HOLOCENO MÉDIO

O quadro de estabilidade dos paleoíndios parece chegar ao fim, a partir de oito mil anos calibrados antes do presente. Amplas áreas na porção centro-leste do Brasil foram aparentemente depopuladas, isto é, perderam população por conta de óbitos. Há aí, poucos sítios datando do período entre oito e dois mil anos calibrados antes do presente e um mínimo de ocupação humana ocorrendo por volta de cinco mil anos calibrados antes do atual. Tal evento, denominado de *Hiato do Arcaico* (Araujo *et al.*, 2005), se repete em outras áreas, tanto do Brasil, como também no resto da América do Sul (Araujo *et al.*, 2006; Gil *et al.*, 2005; Neves, 2007, Nuñez *et al.*, 2001; Nuñez *et al.*, 2002).

A explicação mais parcimoniosa para este fenômeno de abandono regional é o impacto que o mínimo de insolação de verão austral teve sobre as massas de ar e os regimes de precipitação. Isso teria feito com que amplas áreas do Brasil passassem a apresentar tendência a clima mais seco, enquanto que a Região Nordeste do Brasil teria se tornado mais chuvosa (Cruz *et al.*, 2009; Razik *et al.*, 2013; Servant e Servant-Vildary, 2003).

O deslocamento de populações humanas interioranas, de regiões climaticamente instáveis para outras mais estáveis, é uma forte possibilidade, ainda que requeira dados adicionais para ser possível corroborá-la.

É importante notar que, por volta de cinco mil anos calibrados antes do presente, o litoral brasileiro já estava densamente povoado por grupos humanos sambaquieiros (Ybert et al., 2003), com feições cranianas mongolóides e, portanto, distintos dos paleoíndios. Assim, podemos propor o Holoceno médio como um cenário no qual, a convergência de fatores climáticos, as densidades demográficas nunca antes alcançadas e o advento de uma nova onda migratória, propiciariam a reorganização de grupos humanos pré-históricos em territórios cada vez mais circunscritos – o que levaria, em muitos casos, a uma maior complexidade social (Iriarte, 2006).

### 4.7.5 A EXPLOSÃO DEMOGRÁFICA, SOCIAL E CULTURAL POSTERIOR AO HIATO

A partir do início do primeiro milênio, é notável um quadro de mudanças sociais e políticas, manifestadas em padrões claramente visíveis no registro arqueológico. Dentre eles, cabe destacar o estabelecimento de:

• sinais de modificações da natureza – ou seja, de criação de paisagens ou de alterações do meio ambiente causadas pela ação humana (Neves e Petersen, 2006);

• tradições cerâmicas distintas e localização geográfica relativamente bem definidas, passíveis, eventualmente, de estarem associadas a grupos linguísticos conhecidos etnográfica e historicamente e, ainda,

• de vida sedentária nas terras baixas ao longo da região da Bacia Hidrográfia do Rio Amazonas. Embora existam sinais anteriores de vida sedentária, estes se tornam muito mais claros, visíveis e ubíquos a partir dessa época. Esse padrão pode ser verificado nos lugares descritos abaixo.

• No Brasil Central, onde, após onze milênios de ocupação se verificou, a partir do século VIII, uma mudança brusca nas formas de vida. Elas se tornaram muito mais sedentárias, iniciando inclusive a produção local de cerâmica e a ocupação de aldeias de formato circular (Wüst e Barreto, 1999).

• No litoral sul do Oceano Atlântico, grupos falantes de línguas da família tupi-guarani vindos do bioma Amazônia, ocuparam áreas anteriormente habitadas durante sete mil anos por grupos construtores de sambaquis – ou seja, de depósitos de conchas feitos pelo Homem (Scheel-Ybert *et al.*, 2008).

• Na ilha de Marajó, no litoral paraense, onde houve uma longa sequência de ocupações iniciadas há pelo menos cinco mil e quinhentos anos calibrados antes do presente, mas com sinais de crescimento demográfico e monumentalidade expandida de sítios a partir do início do primeiro milênio da era cristã (Schaan, 2007).

• Na região de Santarém, no Sul do Pará, onde a ocupação humana iniciada há onze mil anos calibrados antes do presente (Roosevelt et al., 1996) e a produção de cerâmicas, de oito a sete mil anos atrás (Roosevelt et al., 1991, 1996), foi sucedida por um hiato que, com algumas interrupções, se rompeu apenas no primeiro milênio a.C., através de ocupações associadas à Pocó, ocorrida às margens do Rio Trombetas, em Oriximiná, próximo à divisa do Estado do Pará com o do Amazonas (Guapindaia, 2008).

• Na área de confluência do Rio Negro com o Rio Solimões, próxima a Manaus, capital do Estado do Amazonas, os sítios mais antigos datam de oito mil e seiscentos anos calibrados antes do presente. Mas, foi apenas a partir do final do primeiro milênio a.C. que os sinais de ocupação humana ficaram mais claros e visíveis (Neves, 2008). Tal processo culminou, já no milênio seguinte, com a formação de solos férteis e antrópicos, conhecidos como terras pretas, associados a sítios arqueológicos de grandes dimensões (Neves *et al.*, 2003). Essas datas são compatíveis com outras, obtidas em locais distintos e espalhadas pela calha do Rio Amazonas e de seus afluentes – como foi o caso em Araracuara, no Rio Caquetá, na própria região de Santarém e no baixo Rio Amazonas. A hipótese favorecida por arqueólogos propõe que tais sítios se formaram como resultado do estabelecimento de ocupações sedentárias e de longa duração (Arroyo-Kalin, 2008; Neves *et al.*, 2003).

• No alto da Sub-bacia Hidrográfica do Rio Purus, estruturas de terra artificiais, com formato geométrico circular, quadrangular ou composto, conhecidas como geoglifos, têm sido identificadas. As datas obtidas até o momento para a construção dos geoglifos mostraram que essas estruturas artificiais começaram a ser construídas no início do primeiro milênio.

• No alto da Sub-bacia Hidrográfica do alto Rio Madeira há um registro que cobre praticamente todo o Holoceno. Mesmo ali, malgrado as evidências relativamente antigas de estabelecimento de vida sedentária, os sítios se tornaram maiores e mais densos a partir de 1000 a.C., e, novamente, nos primeiros séculos da era cristã.

A relativa rapidez, a aparente sincronia e a amplitude da escala geográfica dessas transformações podem ter resultado dos eventos de mudança climática, com a estabilização de condições semelhantes às atuais, ocorridas a partir do ano 1000 a.C..

## 4.8. MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO

### 4.8.1 INTRODUÇÃO

Quando comparado com outros períodos da história geológica da Terra, o último milênio – mais exatamente, entre o ano 1000 e o início do período industrial, no século XVIII – foi marcado por uma variabilidade relativamente baixa das principais forçantes climáticas, tais como os GEEs, a radiação solar no topo da atmosfera ou as erupções vulcânicas, e também por variações climáticas de relativa baixa amplitude.

O estudo detalhado desse aspecto ambiental durante o referido período permite, não só compreender a sensibilidade de seu sistema às alterações relativamente pequenas nas forçantes externas, como também, identificar a existência de seus ciclos naturais, de multidecenais a seculares, inadequadamente representados nos registros instrumentais. No entanto, o hemisfério sul apresenta uma quantidade extremamente reduzida de registros paleoclimáticos suportados por modelos de idades confiáveis e resolução temporal apropriada para o último milênio, como representado à Figura 4.9 deste capítulo.



**Figura 4.9.** Localização dos registros paleoclimáticos utilizados por Jansen *et al.* (2007) para reconstituir as temperaturas do planeta durante o último milênio (modificado de Jansen *et al.*, 2007). (a) Registros de valores disponíveis desde o ano 1000; (b) registros com valores disponíveis desde 1750. Termômetros vermelhos: registros instrumentais; triângulos marrons: anéis de crescimento de árvores; círculos pretos: poços profundos em rochas e sedimentos; estrelas azuis: testemunhos de gelo ou poços profundos em geleiras; quadrados roxos: outros, incluindo registros com baixa resolução temporal. Vale notar a pequena quantidade de registros sobre o hemisfério sul.

### 4.8.2 DISCUSSÃO

Apesar do número ainda bastante reduzido, os estudos paleo-hidrológicos realizados nos trópicos e subtrópicos da América do Sul (Haug et al., 2001; Baker et al., 2005; Reuter et al., 2009; Pessenda et al., 2010; Bird et al., 2011), abordando o último milênio, mostraram certa coerência nas alterações de precipitação durante a Pequena Idade do Gelo – aproximadamente entre os anos de 1400 e 1700 (Mann, 2009).

Para o extremo Norte da América do Sul, uma diminuição nas concentrações de titânio em sedimentos marinhos coletados na Bacía de Cariaco – a aproximadamente 10°N –, na Venezuela, sugeriu aumento na aridez neste setor do Atlântico tropical (Haug *et al.*, 2001; Peterson e Haug, 2006). Já os arquivos paleo-hidrológicos, coletados na porção continental ao Sul da linha do equador, indicaram cenário oposto.

Assim, para o andino Lago Titicaca – ao redor de 15°S –, no Peru/Bolívia, os registros disponíveis indicaram aumento de precipitação (Baker *et al.*, 2005). Na vertente atlântica dos Andes, ao redor de 6°S, Reuter *et al.* (2009) demonstraram que, durante o período referido, a precipitação teria crescido aproximadamente 30% acima dos valores recentes.

Também foi descrito um incremento na precipitação durante o mesmo período por Bird *et al.* (2011), ao estudarem os sedimentos depositados em um lago localizado na porção oriental dos Andes do Peru – ao redor de 10°S. A hipótese aventada foi a de que tais alterações, observadas durante a Pequena Idade do Gelo, estariam associadas a uma intensidade maior do SMAS, possivelmente controlada pela diminuição da TSM do Atlântico Norte (Mann *et al.*, 2009; Reuter *et al.*, 2009; Bird *et al.*, 2011).

Neste cenário, menores TSMs, registradas no Atlântico Norte, poderiam estar associadas a uma diminuição da CRMA. Esta relação entre a intensidade da Célula e a do sistema monçônico da América do Sul já foi descrita em outras escalas temporais (Wang *et al.*, 2007; Chiessi *et al.*, 2009; Stríkis *et al.*, 2011). Aparentou tratar-se de mecanismo capaz de atuar em escalas temporais distintas e em condições de contorno múltiplas.

Na costa leste do Oceano Pacífico, os estudos de registros sedimentares coletados na Zona de Mínimo Oxigênio (ZMO) da plataforma continental central do Peru e na costa norte do Chile revelaram mudanças consideráveis em termos de paleoceanografia regional durante o último milênio (Sifeddine *et al.*, 2008; Valdés *et al.*, 2008; Gutierrez *et al.*, 2009). Durante a Pequena Idade do Gelo, a produtividade primária foi relativamente baixa nesta região e a abundância de pequenos peixes pelágicos foi marcantemente reduzida.

A partir de 1820, já no século XIX, houve revivificação da ZMO e aumento dos teores de matéria orgânica e dos cardumes de pequenos peixes pelágicos (Sifeddine *et al.*, 2008; Valdés *et al.*, 2008; Gutierrez *et al.*, 2009). Segundo os mesmos autores, uma elevação das TSMs, descrita para o Leste do Pacífico Tropical durante a Pequena Idade do Gelo (D'Arrigo *et al.*, 2005), poderia ter reduzido as condições de ressurgência nesta região e deslocado a ZCIT para o Sul, conforme simulado por Timmermann *et al.* (2007).

Dentre os raros estudos que utilizaram arquivos paleoambientais provenientes do Brasil ou do Oceano Atlântico adjacente, Souto *et al.* (2011) se basearam nas variações das associações de foraminíferos em um testemunho coletado na zona de ressurgência do Cabo Frio – ao redor de 23°S –, no Estado do Rio de Janeiro, para inferirem maior intensidade desse fenômeno durante a Pequena Idade do Gelo, associada, muito provavelmente, ao fortalecimento dos ventos de NE. Por outro Iado, Pessenda *et al.* (2008) demonstraram que, no arquipélago de Fernando de Noronha – 3°S –, em Pernambuco, a Pequena Idade do Gelo apresentou diminuição na precipitação, em consonância com os resultados obtidos na Bacia de Cariaco (Haug *et al.*, 2001).

Outro intervalo temporal do último milênio que apresentou alterações climáticas com duração de centenas de anos foi a Anomalia Climática Medieval (ACM), ocorrida aproximadamente entre os anos de 950 e 1250 (Mann et al., 2009). Entretanto, no Brasil, ela se encontra representada até agora, de forma ainda mais fragmentada e esparsa em relação à Pequena Idade do Gelo e, por este motivo, não será tratada neste subcapítulo.

Séries temporais, provenientes da análise de anéis de crescimento de árvores da Região Sul do Brasil, apresentaram variações cíclicas com períodos de aproximadamente dois, sete, onze, 22 e 80 anos, entre outros (Rigozo et al., 2002, 2004; Prestes et al., 2011). São escalas de tempo associadas ao modo de variabilidade climática *El Niño*-Oscilação Sul para dois a sete anos (os anéis mais espessos estariam associados ao fenômeno *El Niño* com incidência maior de chuvas na Região Sul do País); aos ciclos de atividade solar Schwabe para onze anos; enquanto que para 22 anos, se relacionariam a uma atividade solar mais intensa – denominada *Hale* – e para 80 anos, á *Gleissberg* (Rigozo et al., 2008; Prestes et al., 2011). Os registros mais longos atingiram, aproximadamente, 350 anos e foram elaborados com amostras da espécie Araucaria angustifolia (Prestes et al., 2011).

Apesar de virtualmente ausentes para o Brasil, reconstituições climáticas baseadas em registros históricos já foram desenvolvidas com marcante êxito em outros países da América do Sul (Ortlieb e Macharé, 1993; Ortlieb, 2000; Neukom et al., 2009, 2010). Estes estudos, que na América do Sul

usualmente abordaram os últimos cinco séculos, costumaram apresentar alta resolução temporal e têm grande potencial de desenvolvimento no Brasil.

#### 4.8.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As informações paleoclimáticas a respeito do último milênio no Brasil são extremamente fragmentadas e esparsas. Apesar disto, pode-se inferir que a Pequena Idade do Gelo foi caracterizada por diminuição da precipitação sobre o extremo Norte da América do Sul e elevação da precipitação incidente sobre o restante das porções tropicais e subtropicais de baixa altitude do continente sul-americano, incluindo a vertente Atlântica dos Andes. A associação destas anomalias de precipitação com as de TSM na porção norte do Oceano Atlântico e com a intensidade da CRMA foi sugerida.

Para preencher as lacunas existentes e melhorar nosso entendimento a respeito das variações climáticas naturais multidecenais e seculares, se faz urgente buscar, coletar, analisar e interpretar novos arquivos paleoambientais, que tenham registrado as condições climáticas do último milênio em alta resolução temporal.

### 4.9. COMPARAÇÕES ENTRE RECONSTITUIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E DADOS DE MODELOS CLIMÁTICOS

### 4.9.1 INTRODUÇÃO

Um dos objetivos que motivou a investigação paleoclimatológica foi a necessidade de se determinar a variação do sistema climático através de uma longa escala contínua de tempo. O clima varia em virtualmente todas as escalas – desde as mais curtas, de poucos dias, até as mais longas, de centenas de milhões de anos. Compreender tal variabilidade através de diversas bandas de frequência é preciso para que se possa antecipar a dinâmica do sistema climático no futuro.

O objetivo principal em se modelar o paleoclima é o de se investigar os padrões, processos e causas das mudanças climáticas e ambientais ocorridas no passado. A validação de modelos climáticos com base em sua capacidade de reproduzir coerentemente situações do paleoclimáticas é fundamental para se demonstrar sua competência de simular, de forma robusta, mudanças climáticas futuras.

A modelagem paleoclimática se baseia no estudo de modelos climáticos numéricos com forçantes ajustadas para períodos pretéritos da história geológica da Terra. Os valores das mesmas são calculados ou reconstituídos por meio de indicadores das propriedades físicas, biológicas e geoquímicas dos registros relativos ao paleoclima.

O estudo de feições do sistema climático do passado, através de modelos numéricos, em conjunto com reconstituições do paleoclima baseadas em indicadores físicos, biológicos e geoquímicos é importante para demonstrar a capacidade de representação de tais ferramentas computacionais. A curta duração dos registros dos dados oceanográficos e climáticos instrumentais – da ordem de aproximadamente 100 anos para a América do Sul – é insuficiente para se observar e estudar variações do clima em mais do que algumas décadas. Resulta daí que, a obtenção de longas séries temporais, através da modelagem numérica, possibilita compreender a variabilidade climática. Elas são fundamentais, também, para o entendimento e a avaliação do comportamento do Sistema Terra diante de mudanças naturais e/ ou forçadas.

Outra motivação importante para se simular condições climáticas passadas é que estes experimentos oferecem a rara oportunidade de se estudar a relevância das retroalimentações entre os diversos componentes do sistema climático. A quantidade relativamente pequena de registros paleoclimáticos da América do Sul dificulta a avaliação precisa de climas passados (COHMAP Members, 1988; Kohfeld e Harrison, 2000). Identificam--se adicionalmente na literatura, interpretações climáticas relativamente distintas para um mesmo período e região. O UMG é um bom exemplo. Registros lacustres entre o equador e 25°S mostram uma lacuna na sedimentação – inclusive com ausência de deposição de matéria orgânica –, sugerindo assim, condições secas ao longo dessa fase do Holoceno (Ledru *et al.*, 1998; Mourguiart e Ledru, 2003). Por outro lado, um aumento da precipitação de inverno foi reconstituído para o Sul da Bolívia (Sylvestre *et al.*, 1998). Além disso, dados isotópicos de espeleotemas do Sul do Brasil (Cruz *et al.*, 2005) também apontaram para climas relativamente úmidos nessa mesma época e banda latitudinal. Entre 25 e 40°S a Leste dos Andes, os níveis dos lagos já foram mais elevados do que são hoje (Bradbury *et al.*, 2001), enquanto que em 50°S, as condições climáticas já se apresentaram mais secas (Clapperton, 1993; Markgraf, 1993).

Comparações entre reconstituições paleoclimáticas e saídas de modelos numéricos em certos casos podem ser problemáticas. Clauzet et al. (2008) demonstraram que a TSM simulada para o último máximo glacial, com base no modelo Community Climate System Model (CCSM), não é coerente com os dados de reconstituição paleoclimática obtidos para as porções leste, equatorial e de altas latitudes do Atlântico Sul.

Também com base em modelos numéricos, Lee et al. (2009) atribuíram maiores índices de precipitação no Nordeste do Brasil durante o UMG, quando comparado às condições atuais.

A influência da TSM tropical durante o Holoceno médio é explorada por Jorgetti et al. (2006), com base no modelo do Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de L'Environnement (IPSL). Os autores sugeriram que o controle exercido pelo ENOS na precipitação na América do Sul, era menos frequente nesse período em comparação com o clima atual e que, a distribuição espacial da sua influência é consideravelmente diferente em ambas essas épocas.

Utilizando o modelo atmosférico global do CPTEC, Melo e Marengo (2008) apontaram para condições mais úmidas na porção nordeste da América do Sul e, mais secas, tanto na zona central quanto na sudeste, ao longo do Holoceno médio, quando comparado com o tardio. Dias et al. (2009) apresentaram situação similar na mesma comparação temporal, demonstrando que a migração, na posição média de feições, como é o caso da ZCIT e da ZCAS, é influenciada pelo tipo de feedback da vegetação.



Figura 4.10. Distribuição de reconstituições paleoclimáticas (círculo laranja: seco; círculo azul: úmido) e histogramas simulados de precipitação normalizados pelo desvio padrão, mostrando as anomalias entre o Último Máximo Glacial e o período atual. As barras em azul e em laranja dos histogramas denotam o verão e o inverno austral, respectivamente. Extraído de Wainer *et al.* (2005).

#### 4.9.2 METODOLOGIA

Embora modelos numéricos climáticos com as mais complexas e distintas hierarquias tenham sido utilizados para simular e buscar entender o clima do UMG e do Holoceno médio, as comparações sintetizadas neste trabalho tiveram como base resultados do modelo National Center for Atmospheric Research (NCAR-CCSM).

Na simulação do UMG, definimos as quatro principais condições de contorno da seguinte forma: (i) parâmetros orbitais fixados para os correspondentes vigentes em 21 cal. ka AP;

(ii) albedo e topografia terrestres fixados conforme o modelo de Peltier (1994) para processos globais de ajuste isostático glacial, denominado ICE-4G;

(iii) nivel do mar corrigido de acordo com o modelo ICE-4G (Peltier, 1994); e

(iv) concentrações dos GEEs ajustadas com base em estimativas do testemunho de gelo de Vostok (e.g., Petit *et al.*, 1999). Especificamente, estas concentrações foram levadas para 200 partes por milhão por volume (ppmv) de CO<sub>2</sub>, 400 partes por bilhão por volume (ppbv) para CH<sub>4</sub> e 275 ppbv de N<sub>2</sub>O.

A simulação do Holocêno médio é configurada de acordo com os requisitos do Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 (PMIP2). Decorrem da configuração orbital a maior diferença entre os exercícios feitos para tal período e aqueles realizados para o período atual.

O ajuste nos parâmetros das orbitais leva a um ciclo sazonal de radiação solar mais intenso na parte superior da atmosfera no hemisfério norte e, a sua diminuição, no hemisfério sul (Braconnot *et al.*, 2007). Isto pode indicar que o clima durante o Holoceno médio nesse hemisfério pode ter sido ligeiramente mais quente do que é hoje na estação do verão e, mais frio, durante o inverno (Otto-Bliesner *et al.*, 2006).



#### 4.9.3 RESULTADOS

A seguir, são apresentadas algumas comparações entre os resultados propostos por Wainer et al. (2005) e Justino et al. (2008) para o clima do UMG e do Holoceno médio para a América do Sul, brevemente confrontadas com reconstituições climáticas baseadas em indicadores físicos, biológicos e geoquímicos. A Figura 4.10 mostra uma seleção de reconstituições de precipitação para o UMG e diferenças de precipitação entre as simulações correspondentes ao mesmo período e aos dias atuais (Wainer et al., 2005). A maior parte dos registros paleoclimáticos selecionados mostram condições mais áridas – círculos laranja – no período. Algumas regiões, todavia, apresentam condições mais úmidas – círculos azuis. Os círculos com ambas as cores indicam diferenças nas interpretações dos dados de reconstituições paleoclimáticas.

Para cada registro, há também um histograma, o ciclo sazonal da precipitação simulada. Os valores foram normalizados por seu desvio-padrão. As melhores correspondências entre os dois conjuntos de dados foram notadas nos pontos de números 11, 13, 14 e 15, indicando condições mais secas para o UMG em relação ao presente, e nos sítios três, quatro, sete e doze, exibindo situações mais úmidas durante esse mesmo período.

A Figura 4.11. representa o campo das anomalias de umidade relativa entre o UMG e o período atual, a partir das simulações avaliadas por Justino *et al.* (2010). Com base neste estudo, tornou-se claro que existem substanciais variações sazonalmente dependentes. Por exemplo, durante o verão no hemisfério sul, o continente sul-americano apresenta condições mais secas, à exceção do Sul da Argentina e do Chile. Isto está de acordo com o proposto em algumas reconstituições paleoclimáticas, conforme a Figura 4.10., publicada neste capítulo.

Estas anomalias de umidade relativa concordaram também, com a intensidade de paleoincêndios, detectada a partir de estudos paleoantracológicos (Power *et al.*, 2008). Para a porção sul da América do Sul, algumas reconstituições indicaram que os paleoincêncios foram, aí, menos intensos – ou seja, um clima mais úmido – durante o período glacial e a última deglaciação. Em contraste, as latitudes tropicais da América do Sul exibiram paleoincêndios mais severos – um clima mais seco, portanto – quando comparados com aqueles registrados no presente, isto é, durante a era pré-industrial.

Deve-se notar que, embora os resultados do modelo tenham mostrado anomalias positivas de umidade relativa durante o inverno no hemisfério sul – conforme representado à Figura 4.11, neste capítulo –, estes valores são, de modo geral, extremamente baixos, pois este é o período de estiagem para a maior parte da América do Sul. No que concerne ao ciclo hidrológico, isto pode indicar que as variações acusadas nas reconstituições estão fortemente relacionadas a mudanças ocorridas no verão austral.



**Figura 4.12.** Anomalia de temperatura média anual entre as simulações para o Último Máximo Glacial e o tempo atual (direita) e anomalia de temperatura do mês mais frio entre ambas (esquerda). Figura baseada em Farrera *et al.* (1998) e Kerry Cook (*http://www.nicholas.duke.edu/cgc/ groups/presentation/*). K: graus na escala Kelvin. A Figura 4.12. representa as anomalias de temperatura média anual entre as simulações para o UMG e o período atual, bem como para esta e a do mês mais frio – e.g., Farrera *et al.*,1999). Pode-se observar uma razoável concordância entre os dois conjuntos de dados, principalmente no que concerne à média anual. Os valores na região equatorial mostram anomalias de temperatura entre 4 e 6°K – graus da escala Kelvin –, enquanto que entre 10 e 25°S elas se revelaram em patamares inferiores.

### 4.9.4 CONCLUSÕES

Registros paleoclimáticos fornecem diretrizes que servem para avaliar modelos numéricos do sistema climático, assim como são ferramentas úteis, capazes de sugerir novos modelos, conceituais, para se explicar as variações do clima. Estudos baseados em versões numéricas dessa mesma ferramenta dedicada ao sistema climático mostraram que a América do Sul foi genericamente dominada por condições mais frias e secas durante o UMG, embora substanciais variações tenham sido notadas regionalmente e como efeito da sazonalidade.

Neste cenário, as mudanças mais intensas ocorreram durante o verão austral. Outras investigações, ainda em curso, visam caracterizar em detalhe a evolução climática do bioma Mata Atlântica durante o Holoceno, com o auxílio de modelos numéricos.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Absy, M.L. et al., 1991: Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 312, pp. 673-678.

Adam, J. e H. Faure, 1997: Palaeovegetation maps of the Earth during the last glacial maximum, and the early and mid Holocene: an aid to archaeological research. Journal of Archaeological Science 24, pp. 623-647.

Andel, T.H. e J. Laborel, 1964: Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. Science 145, pp. 571-580.

Andreae, M.O., 1991: Biomass burning: its history, use, and distribution and its impact. In: Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications [J.S. Levine (Ed.)]. Cambridge, MA, MIT Press. pp. 1-21

Attiwill, P.M., 1994. The disturbance of forest ecosystems: the ecological basis for conservative management. Forest Ecology and Management 63: pp. 247-300.

Angulo, R. et al., 2002: O significados das datações ao 14C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. Revista Brasileira de Geociências 32: pp. 95-106.

Angulo, R.J. *et al.*, 1999: The relative sea-level changes in the last 5,500 years in Southern Brazil (Laguna--Imbituba Region, Santa Catarina State) Based on vermetid 14C Ages. Marine Geology 159, pp. 323-339.

Angulo, R.J. e G.C. Lessa, 1997: The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá•and Cananéia regions. Marine Geology 140, pp. 141-166.

Angulo, R.J. et al., 2006: A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews 25, pp. 486-506.

Angulo, R.J. e K. Suguiu, 1995: Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paran<sup>•</sup>, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 113, pp. 385-393.

Antonov, J.I. *et al.*, 2010: World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.

Araujo, A.G.M. et al., 2005: Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". Quaternary Research 64, pp. 298-307.

Araujo, A.G.M. et al., 2006: Human occupation and paleoenvironments in South America: expanding the notion of an 'Archaic Gap'. Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia. v. 15/16, 3-35.

Araujo, A.G.M. e F. Pugliese, 2009: The use of non-flint raw materials by paleoindians in Eastern South America: a Brazilian perspective. In: Non-Flint Raw Material Use in Prehistory: Old prejudices and new directions [Sternke, F., L. Eigeland e L-J. Costa (Eds)]. BAR Series 1939, Oxbow: Oxford, pp. 169-175.

Araujo, A.G.M. e W.A. Neves (Orgs.), 2010: Lapa das Boleiras - Um sítio paleoíndio do Carste de Lagoa Santa, MG, Brasil. 1a ed. São Paulo, SP: Editora Annablume / FAPESP, 2010. 219 p.

Arroyo-Kalin, M., 2008: Steps towards an Ecology of Landscape: A Geoarchaeological Approach to the Study of Anthropogenic Dark Earths in the Central Amazon Region, Brazil. Tese de Doutorado. Department of Archaeology, University of Cambridge, Cambridge.

Arz, H.W. et al., 2001: 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.

Arz, H.W. et al., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last-Glacial marine deposits off Northeastern Brazil. Quaternary Research, 50, 157-166.

Arz, H.W. et al., 1999: The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off Northeastern Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 167, 105-117.

Baker, P.A. et al., 2001a: The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. Science, 291, 640-643.

Baker, P.A. et al., 2005: Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Peru/Bolivia, and its relation to North Atlantic climate variation. Journal of Quaternary Science, 20, 655-662.

Baker, P.A. *et al.*, 2001b: Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. Nature, 409, 698-701.

Bard, E. *et al.*, 2000: Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. Science, 289, 1321-1324.

Barker, S. et al., 2009: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. Nature, 457, 1097-1102.

Bar-Yosef, O., 2002: The upper Paleolithic revolution. Annual Review of Antropology, 31, 363-393.

Baumann, K.-H. et al., 2004: Contribution of calcareous plankton groups to the carbonate budget of South Atlantic surface sediments. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 81-99.

Behling, H. *et al.*, 2000: Late quaternary vegetational and climate dynamics in Northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB3104-1. Quaternary Science Reviews, 19, 981-994.

Bezerra, F.H.R. *et al.*, 2003: Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. Marine Geology, 196, 73-89.

Bird, B.W. et al., 2011: A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. Proceedings of the National Academy of Sciences, 108, 8583-8588.

Bittencourt, A.C.S.P. et al., 1979: Geologia dos depósitos quaternários no litoral do estado da Bahia. In: Inda, H. (Ed.). Salvador: SME/CPM, pp. 1-21.

Blunier, T. e E.J. Brook, 2001: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. Science, 291, 109-112.

Bond, G. et al., 1997: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278, 1257-1266.

Bond, G.C. et al., 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365, 143-147.

Boulet, R. et al., 1995: Une évaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle de matière par la faune du sol à partir de la datation des charbons et de l'humine du sol. Exemple des latosols des versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. Compte Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2 320, 287-294.

Braconnot P. et al., 2007: 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, 3(2), 279-296.

Bradbury, J. P. et al., 2001: Full and late glacial lake records along the PEP 1 transect: Their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. In Interhemispheric Climate Linkages [V. Markgraf (Ed.)], New York, NY: Elsevier, pp. 265-291.

Branner, J.C., 1902: Geology of the Northeast coast of Brazil. Geological Society of America Bulletin, 13, 41-98.

Breukelen, M.R. *et al.*, 2008: Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. Earth and Planetary Science Letters, 275, 54-60.

Broecker, W.S., 1997: Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: Will man-made CO<sup>2</sup> upset the current balance? Science, 278, 1582-1588.

Broecker, W.S., 1998: Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? Paleoceanography, 13, 119-121.

Broecker, W.S., 2003: Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? Science, 300, 1519-1522.

Bush, Mark B. et al., 2007: Holocene fire and occupation in Amazonia: records from two lake districts. Phil. Trans. R. Soc. B (2007), 362, 209-218.

Came, R.E. *et al.*, 2003: Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic, Paleoceanography 18, 1086, doi:10.1029/2003PA000888.

Carcaillet, C. et al., 2002: Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. Chemosphere, 49, 845-863.

Cavallotto, J. L. *et al.*, 2004: Sea-level fluctuation during the last 8600 yrs. in the de la Plata River. Quaternary International, 111, 155-165.

Carlson, A.E. *et al.*, 2008: Subtropical Atlantic salinity variability and Atlantic meridional circulation during the last deglaciation. Geology, 36, 991-994.

Cheng, H. et al., 2009: Timing and structure of the 8.2 ky event inferred from  $\delta^{18}$ O records of stalagmites from China, Oman and Brazil. Geology, 37, 1007-1010.

Chiang, J.C.H. *et al.*, 2003: Sensitivity of the Atlantic intertropical convergence zone to last glacial maximum boundary conditions. Paleoceanography 18, 1094, doi:10.1029/2003PA000916.

Chiang, J.C.H. e C.M. Bitz, 2005: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Climate Dynamics, 25, 477-496

Chiessi, C.M. et al., 2007: Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. Marine Micropaleontology, 64, 52-66.

Chiessi, C.M. et al., 2008: South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. Geology, 36, 919-922.

Chiessi, C.M. et al., 2009: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, Geophysical Research Letters 36(L21707), doi:10.1029/2009GL039914.

Clapperton, C.M., 1993: Quaternary Geology and Geomorphology of South America, New York, NY: Elsevier, 796pp.

Clark, P.U. *et al.*, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature, 415, 863-869.

Clark, P.U. *et al.*, 2008: Introduction: Abrupt changes in the Earth's climate system. In: Abrupt Climate Change. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. U.S. Geological Survey, Reston, VA, pp. 9-27.

Clauzet, G. et al., 2008: Validating NCAR-CCSM last glacial maximum sea surface temperature in the tropical and South Atlantic with proxy-data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 267, 153-160.

Clement, A.C. *et al.*, 2004: The importance of precessional signals in the tropical climate. Climate Dynamics, 22, 327-341.

Cohen, M. et al., 2009: Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. Vegetation History and Archaeobotany, 18, 425-439.

Cohen, M.C.L., H. Behling e R.J. Lara, 2005: Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. Review of Palaeobotany and Palynology, 136, 93-108.

Cohen, M.C.L. et al., 2008: Wetland dynamics of Marajó Island, Northern Brazil, during the last 1000 years. CATENA, 76, 70-77.

Cohmap Members, 1988: Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. Science, 241, 1043-1052.

Cordeiro, R.C. *et al.*, 1995: Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 7.400 anos na região de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ.

Cordeiro, R. C. *et al.*, 1997: Holocene Environmental Changes in Carajás Region (Pará, Brasil) record by Lacustrine Deposits. . Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology, Sttudgart, v. 26, p. 814-817, 1997

Cordeiro, R.C. et al., 2008: Holocene fires in east Amazônia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. Global and Planetary Change, 61, 49-62.

Correa, I.C.S., 1996: Relative sea-level variations during the last 17,500 years: the example of the Rio Grande do Sul continental shelf (Brazil). Marine Geology, 130, 163-178.

Crowley, T.J., 1992: North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. Paleoceanography, 7, 489-499.

Cruz, F.W. et al., 2005: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. Nature, 434, 63.

Cruz, F.W. *et al.*, 2006: Reconstruction of regional atmosphere circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. Earth and Planetary Science Letters, 248, 494-506.

Cruz, F.W. et al., 2009a: Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. Nature Geoscience, 2, 210-214.

Cruz, F.W. *et al.*, 2009b: Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions [Vimeux, F. *et al.* (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 29-60.

Curry, W.B. e D.W. Oppo, 2005: Glacial water mass geometry and the distribution of []13C of []CO2 in the western Atlantic Ocean. Paleoceanography 20(PA1017), doi:10.1029/2004PA001021.

D'Arrigo, R. et al., 2005: On the variability of ENSO over the past six centuries. Geophys. Res. Lett., 32(L03711), doi:10.1029/2004GL022055.

Dansgaard, W. et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364, 218-220.

Delibrias, C. e J. Laborel, 1969: Recent variations of sea-level along the Brazilian coast. Quaternaria, 14, 45-49.

Dias, P.L.S. e J.A. Marengo, 1999: Águas atmosféricas. In: Águas doces do Brasil: capital ecológico, usos e conservação [Rebouças, A., Braga, B. e Tundizi, J. (Orgs.)]. São Paulo: SP, Instituto de Estudos Avançados da USP e Academia Brasileira de Ciências, pp. 66-115.

Dias, P.L.S. *et al.*, 2009: Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions [Vimeux, F., Sylvestre, F. e Khodri, M. (Eds.). Berlin, Springer, pp. 259-281.

Dillehay, T., 2000: The Settlement of the Americas - A New Prehistory. New York, NY: Basic Books, , 371pp.

Dixon, E.J., 1999: Bones, Boats and Bison - Archaeology and the First Colonization of Western North America. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press, 322 pp.

Dixon, E.J., 2001: Human colonization of the Americas: timing, technology and process. Quaternary Science Reviews, 20, 277-299.

Dominguez, J.M.L., A.C.S.P Bittencourt, Z.M.A.N. Leão e A.E.G. Azevedo, 1990: Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. Revista Brasileira de Geociências, 20, 208-215.

Doyle, M.E. e V.R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. Journal of Climate, 15, 3394-3410.

Dupont, L.M. et al., 2009: Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. Global Change Biology, 16, 1647-1660.

Epica, 2006: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. Nature, 444, 195-198.

Farrera, I. *et al.*, 1999: Tropical climates at the last glacial maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. Climate Dynamics, 15, 823-856.

Fearnside, P.M., 1996: Amazônia and global warming: annual balance of greenhouse gas emissions from land-use change in Brazil's Amazon Region. In: Biomass Burning and Global Change, vol.2, Biomass burning South America, Southeast Asia, and Temperate and Boreal Ecosystems and Oil Fires of Kwait [Levine, J.S. (Ed.)]. Cambridge, MA, MIT Press, pp. 606-617.

Ferreira, R.N. e W. Chao, 2012: Aqua-planet simulations of the formation of the South Atlantic Convergence Zone. International Journal of Climatology, 33, 615-628.

Frenz, M. et al., 2004: Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American continental margin in the Southwest Atlantic. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., S. Mulitza e V. Ratmeyer (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 347-373.

Ganachaud, A. e C. Wunsch, 2000: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. Nature, 408, 453-457.

Gasse, F., 2000: Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews, Volume 19, Issues 1-5, 189-211.

Gersonde, R. et al., 2005: Sea surface temperature and sea ice distribution of the last glacial Southern Ocean - A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. Quaternary Science Reviews, 24, 869-896.

Gherardi, D.F.M. e D.W.J. Bosence, 2005: Late Holocene reef growth and relative sea-level changes in Atol das Rocas, equatorial South Atlantic. Coral Reefs, 24, 264-272.

Gherardi, J.-M. *et al.*, 2005: Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters, 240, 710-723.

Gherardi, J.-M. *et al.*, 2009: Glacial-interglacial circulation changes inferred from 231Pa/230Th sedimentary record in the North Atlantic region. Paleoceanography, 24, PA2204, doi:10.1029/2008PA001696.

Gil, A. et al., 2005: Mid-Holocene paleoenvironments and the archeological record of Southern Mendoza, Argentina. Quaternary International, 132, 81-94.

Goñi, M.F.S. e S.P. Harrison, 2010: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. Quaternary Science Reviews, 29, 2823-2827.

Gonzalez, C. et al., 2008: Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: palynological evidence from the Cariaco Basin. Quaternary Research, 69, 217-230.

Gouveia, S.E.M. et al., 2002: 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, 33, 95-106.

Govin, A. *et al.*, 2012: Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N-49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. Geochemistry Geophysics Geosystems, 13(Q01013), doi:10.1029/2011GC003785

Groeneveld, J. e C.M. Chiessi, 2011: Mg/Ca ratios of Globorotalia inflata as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. Paleoceanography 26(PA2203), doi:10.1029/2010PA001940.

Guapindaia, V.L.C., 2008: Além da margem do rio: as ocupações Konduri e Pocó na região de Porto Trombetas, PA. Tese de Doutoramento. Programa de Pós-Graduação em Arqueologia, Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo.

Gutierrez, D. et al., 2009: Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. Biogeosciences, 6, 835-848.

Gyllencreutz, R. et al., 2010: Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the Southeastern Brazilian shelf based on grain size records. The Holocene, 20, 863-875.

Harloff, J. e A. Mackensen, 1997: Recent benthic foraminiferal associations and and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. Marine Micropaleontology, 31, 1-29.

Harrison, S.P. et al., 2007: Palaeofires and the Earth system. iLEAPS Newsletter, 3, 18-20.

Hartt, C.F., 1975: Geology and Physical Geography of Brazil. Huntington, FL: Robert E. Krieger Publishing Company.

Haug, G.H. *et al.*, 2001: Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science, 293, 1304-1308.

Hendry, K.R. *et al.*, 2012: Abrupt changes in high-latitude nutrient supply to the Atlantic during the last glacial cycle. Geology, 40, 123-126.

Hessler, I. et al., 2010: Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial. Quaternary Science Reviews, 29, 2882-2899.

Houghton, R.A., D.L. Skole e D.S. Lefkowitz, 1991: Changes in landscape of Latin America between 1850 and 1980. II. A net release of CO2 to the atmosphere. Forest Ecology and Management, 38, 173 -199.

Huber, U.M. *et al.*, 2004: Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. Quaternary Science Reviews, 23, 1079-1097.

Indermühle A. et al., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. Nature, 398, 121-126.

Iriarte, J., 2006: 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, 65, 20-32.

Isla, F.I., 1989: Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. Quaternary Science Reviews, 8, 359-368.

Jacobus, A., 2004: Uma proposta para a práxis em zooarqueologia no neotrópico: o estudo de arqueofaunas do Abrigo Dalpiaz (um sítio de caçadores-coletores na mata atlântica). Revista do CEPA, Centro de Estudos e Pesquisas Arqueológicas de Santa Cruz do Sul, 28(39), 49-110. Jaeschke, A. *et al.*, 2007: 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.

Jansen, E. *et al.*, 2007: Paleoclimate. 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 [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.

Jennerjahn, T.C. et al., 2004: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events. Science, 306, 2236-2239.

Jorgetti, T. et al., 2006: El Niño influence over South America during the mid-holonece. Advances in Geosciences, 6, 279-282.

Justino, F. e W.R. Peltier, 2008: Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic oscillations: glacial maximum and present-day perspectives. Journal of Climate, 21, 459-475.

Justino, F. et al., 2010: Atmospheric susceptibility to wildfire occurrence during the last glacial maximum and mid-Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295, 76-88.

Kikuchi, R.K.P. e Z.M.A.N. Leão, 1997: Rocas (Southwestern Equatorial Atlantic, Brazil): an atoll built primarily by coralline algae. In: International Coral Reef Symposium, 1996, Panama. ISRS. 2v. 731-736.

Kipnis, R., 1998: Early hunter-gatherers in the Americas: perspectives from Central Brazil. Antiquity, 72, 581-592.

Kipnis, R., 2002: Foraging Societies of Eastern Central Brazil: An Evolutionary Ecological Study of Subsistence Strategies During the Terminal Pleistocene and Early/Middle Holocene. Tese de Doutoramento. University of Michigan, Ann Arbor. 620 p.

Knorr, G. e G. Lohmann, 2003: Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. Nature, 424, 532-536.

Kohfeld, K.E. e S.P. Harrison, 2000: How well can we simulate past climates? Evaluating the model using global paleoenvironmental data sets. Quaternary Science Reviews, 19, 321-346.

Lachniet, M.S. et al., 2004: Tropical response to the 8200 yr B.P. cold event? Speleothem isotopes indicate a weakened early Holocene monsoon in Costa Rica. Geology, 32, 957-960.

Laprida, C. et al., 2011: Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas confluence zone: Paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. Micropaleontology, 57, 183-196.

Laskar, J. et al., 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy & Astrophysics, 428, 261-285.

Ledru, M.-P. et al., 1998: Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. Quaternary Research, 49, 233-237.

Ledru, M.-P. et al., 2001: Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó. Northern Brazil. Quaternary Research, 55 (1), 47-56.

Ledru, M.P. et al., 2005: Paleoclimate changes during the last 100 ka from a record in the Brazilian atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. Quaternary Research, 64, 444-450.

Ledru, M.-P. et al., 2006: Millenial-scale climatic and vegetation changes in a Northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews, 25, 1110-1126.

Ledru, M.P. et al., 2009: Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 271, 140-152.

Leduc, G. et al., 2010: Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. Quaternary Science Reviews, 29, 989-1004.

Leduc, G. et al., 2007: Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. Nature, 445, 908-911.

Lee, J.E. *et al.*, 2009: Precipitation over South America during the last glacial maximum: an analysis of the "amount effect" with a water isotope-enabled general circulation model. Geophysical Research Letters 36(L19701), doi:10.1029/2009GL039265.

Levi, C. et al., 2007: Low-latitude hydrological cycle and rapid climate changes during the last deglaciation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (Q05N12), doi:10.1029/2006GC001514.

Liebmann, B. et al., 2004: An observed trend in central South American precipitation. Journal of Climate, 17, 4357-4367.

Lindzen, R.S. e A.Y. Hou, 1988: Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. Journal of Atmospheric Sciences, 45, 2416-2427.

Locarnini, R.A. *et al.*, 2010: World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.

Lynch, A.H. *et al.*, 2007: Using the paleorecord to evaluate climate and fire interactions in Australia. Annual Review of Earth and Planetary Sciences.

Lynch-Stieglitz, J. *et al.*, 2006: Meridional overturning circulation in the South Atlantic at the last glacial maximum. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(Q10N03), doi:10.1029/2005GC001226.

Lynch-Stieglitz, J. et al., 2007: Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum. Science, 316, 66-69.

Mahiques, M.M. et al., 2010: The Southern Brazilian Shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sedimento distribution. Brazilian Journal of Oceanography, 58, 25-34.

Mahiques, M.M. e L.A.P. Souza, 1999: Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea levei changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 47, 1-10.

Mahiques, M.M. et al., 2004: Hydrodynamically-driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. Continental Shelf Research, 24, 1685-1697.

Mahiques, M.M. et al., 2008: Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: implications for sediment transport and source rocks. Marine Geology, 250, 51-63.

Makou, M.C. et al., 2010: South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. Paleoceanography 25(PA4101), doi:10.1029/2010PA001962.

Manabe, S. e R.J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. Journal of Climate, 1, 841-866.

Mann, M.E. et al., 2009: Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 236, 1256-1260.

MARGO Project Members, 2009: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the last glacial maximum. Nature Geoscience, 2, 127-132.

Markgraf, V., 1993: Climatic history of Central and South America since 18,000 yr B. P.: comparison of pollen records and model simulations. In Global Climate Since the Last Glacial Maximum, [H. E. Wright (Ed.)]. Univ. of Minnesota Press, Minneapolis. pp. 357-387.

Marlon, J.R. et al., 2008: Climate and human influences on global biomassburning over the past two millennia. Nature Geoscience, 1, 697-702.

Martin, L. et al., 1980: Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia - 1:250.000 - Texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral.

Martin, L. *et al.*, 1985: Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7,000 years. In: International Coral Reef Symposium, 1985, Tahiti. Antenne Museum EPHE. 7v., 85-90.

Martin, L. *et al.*, 1993: Southern oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. Quat. Res., 39, 338-346.

Martin, L. *et al.*, 2003: Fluctuating Holocene sea levels in eastern and Southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. Journal of Coastal Research, 19, 101-124.

Mayewski, P.A. *et al.*, 1997: Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research, 102, 26345-26366.

Mayewski, P.A. et al., 2004: Holocene climate variability. Quaternary Research, 62, 243-255.

Mayle, F.E. e M.J. Power, 2008: Forests Impact of a drier Early-Mid-Holocene climate upon Amazônian. Phil. Trans. R. Soc. B., 363, 1829-1838.

McManus, J.F. *et al.*, 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature, 428, 834-83.

Meehl, G.A. *et al.*, 2007: Global Climate Projections. 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. pp. 747-845. In: Solomon, S. *et al.* (Eds.). Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.

Melo, M.L.D. e J.A. Marengo, 2008: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene.

Mesquita, A.R., 2003: Sea level variations along the Brazilian coast: A short review. Journal of Coastal Research, 35, 21-31.

Meyn, A. et al., 2007: Environmental drivers of large, infrequent wildfires: the emerging conceptual model. Prog Phys Geogr, 31, 287-312.

Milne, G.A., A.J. Long e S.E. Bassett, 2005: Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. Quaternary Science Reviews, 24, 1183-1202.

Miranda, M.C.C. *et al.*, 2009: Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, d13C, d15N and C/N. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 282, 19-31.

Mix, A.C. *et al.*, 2001: Environmental processes of the ice ages: Land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews, 20, 627-657.

Morner, N.A., 1982: Sea levels. Journal of the Geological Society, 139, 219-219.

Mourguiart, P. e M.-P. Ledru, 2003: Last glacial maximum in an Andean cloud forest (Eastern Cordillera, Bolivia), Geology, 31, 195-198.

Mulitza, S. et al., 2003: Temperature:  $\delta$ 18O relationships of planktic foraminifera collected from surface waters. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202, 143-152.

Neiman, F.D., 1995: Stylistic variation in evolutionary perspective: inferences from decorative diversity and inter-assemblage distance in Illinois Woodland ceramic assemblages. American Antiquity, 60, 7-36.

Nepstad, Daniel C. *et al.*, 1999: Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. Nature, 398, 505-508.

Nepstad, D.C. *et al.*, 2008: Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near--term forest tipping point. Phil. Trans. R. Soc. B., 363, 1737-1746.

Neukom, R. et al., 2010: Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for Southern South America covering the past centuries. Climate Dynamics, 37, 35-51.

Neukom, R. et al., 2009: An extended network of documentary data from South America and its potential for quantitative precipitation reconstructions back to the 16th century. Geophysical Research Letters 36 (L12703), doi:10.1029/2009GL038351.

Neves, E. G. e J. B. Petersen, 2006: Political economy and pre-Columbian landscape transformations in Central Amazonia. In: Time and Complexity in Historical Ecology: Studies in the Neotropical Lowlands [Balée, W. e C. Erickson (Eds.)] Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Columbia University Press, pp. 279-309

Neves, E.G., 2007: El formativo que nunca terminó: la larga história de la estabilidad en las ocupaciones humanas de la Amazonía Central. Boletín de Arqueología PUCP, v. 11, 117-142.

Neves, E.G., 2008: Ecology, ceramic chronology and distribution, long-term history and political change in the Amazonian floodplain. In: Handbook of South American Archaeology [Silverman, H.I. e W.H. Isbell (Orgs.)]. New York, NY: Springer, pp. 359-379.

Neves, E.G. et al., 2003: Historical and socio-cultural origins of Amazonian dark earths. In: Amazonian Dark Earths: Origins, Properties, Management [Lehmann, J., D.C. Kern, B. Glaser e W.I. Woods (Eds.)] 29-50, Kluwer Academic, Dordrecht.

Neves, W.A. e H.M. Pucciarelli, 1990: The origin of the first Americans: an analysis based on the cranial morphology of early South American human remains. American Journal of Physical Anthropology, 81, 274.

Neves, W.A. *et al.*, 1998: Lapa Vermelha IV Hominid 1: morphological affinities of the earliest known American. American Journal of Physical Anthropology (Suppl.), 26, 169.

Neves, W.A. e M.R. Hubbe, 2005: Cranial morphology of early Americans from Lagoa Santa, Brazil: implications for the settlement of the New World. Proceedings of the National Academy of Sciences, 102(51),

#### 18309-18314.

North Greenland Ice Core Project members, 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431, 147-151.

Nuñez, L. et al., 2001: Human dimensions of Late Pleistocene/Holocene arid events in Southern South America. In: Interhemispheric Climate Linkages [V. Markgraf (Ed.)]. San Diego: Academic Press. pp. 105-117.

Nuñez, L. *et al.*, 2002: Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile. Science, 298, 821-824.

Ortlieb, L., 2000: The documented historical record of *El Niño* events in Peru: An update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). In: El-Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts [Diaz, H.F. e V. Markgraf, (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 207-296.

Ortlieb, L. e J. Macharé, 1993: Former *El Niño* events: records from western South America. Global and Planetary Change, 7, 181-202.

Otto-Bliesner, B. L. *et al.*, 2006: Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. Journal of Climate, 19, 2526-2544.

Otto-Bliesner, B.L. et al., 2007: Last glacial maximum ocean thermohaline circulation: PMIP2 model intercomparisons and data constraints. Geophysical Research Letters 34 (L12706), doi:10.1029/2007GL029475.

Page, S.E. *et al.*, 2002: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. Nature, 420, 61-65.

Pahnke, K. et al., 2008: Abrupt changes in Antarctic intermediate water circulation over the past 25,000 years. Nature Geoscience, 1, 870-874.

Peltier, W. R., 1994: Ice age paleotopography. Science, 265, 195-201.

Peltier, W. e L. Solheim, 2004: The climate of the Earth at last glacial maximum: statistical equilibrium state and a mode of internal variability. Quaternary Science Reviews, 335-357.

Peltier, W.R., 1998: Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Coastal Tectonics. Cap.1., pp. 1-29. [Stewart, I.N. e C. Vita-Finzi (Eds.)]. London: Geological Society Publishing House.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2010a: Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in Northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 297 (2010a), 597-608.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 1996: The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. Radiocarbon, 38(2), 191-201.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 1998a: The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, Southwestern Brazilian Amazon region. The Holocene, 8(5), 631-635.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2001: Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. The Holocene, 11(2), 250-254.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2004a: Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, Northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. Quaternary Research, 62, 183-19.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2004b: Holocene fire and vegetation changes in Southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. Quaternary International, 114, 35-43.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2005: Holocene palaeoenvironmental reconstruction in Northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. The Holocene, 15(6), 812-820.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2008a: Interdisciplinary paleovegetation study in the Fernando de Noronha Island (Pernambuco State), Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80, 677-691.

Pessenda, L.C.R. et al., 2010b: Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 82, 717-729.

Peterson, L. e G.H. Haug, 2006: Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 234, 97-113.

Peterson, L.C. *et al.*, 2000: Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. Science, 290, 1947-1951.

Petit, J.R. *et al.*, 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399, 429-436.

Pierce, J.L. et al., 2004: Fire-induced erosion and millennial-scaleclimate change in Northern ponderosa pine forests. Nature, 432, 87-90.

Piperno, D.R. e P. Becker, 1996: Vegetational history of a site in the Central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. Quaternary Research, 45, 202-209.

Powell, J.F. e W.A Neves, 1999: Craniofacial morphology of the first Americans: pattern and process in the peopling of the New World. Yearbook of Physical Anthropology, 42, 153-188.

Power, M. J. et al., 2008: Changes in fire regimes since the last glacial maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. Clim Dyn., 30, 887-907.

Prestes, A. et al., 2011: Sun earth relationship inferred by tree growth rings in conifers from Severiano de Almeida, Southern Brazil. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 73, 1587-1593.

Prous, A. e E. Fogaça, 1999: Archaeology of the Pleistocene-Holocene boundary in Brazil. Quaternary International, 53/54, 21-41.

Rasmussen, S.O. et al., 2006: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research, 111(D06102), doi:10.1029/2005JD006079.

Ray, N. e J. Adams, 2001: A gis-based vegetation map of the world at the last glacial maximum (25,000-15,000 BP). Internet Archaeology, 11, 1-44.

Razik, S. et al., 2013: Interaction of the South American monsoon system and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 374, 28-40.

Regenberg, M. *et al.*, 2009: Calibrating Mg/Ca ratios of multiple planktonic foraminiferal species with δ18O--calcification temperatures: paleothermometry for the upper water column. Earth and Planetary Science Letters, 278, 324-336.

Reuter, J. et al., 2009: A new perspective on the hydroclimate variability in Northern South America during the Little Ice Age. Geophysical Research Letters 36(L21706).

Rigozo N.R. *et al.*, 2002: Solar variability effects studied by tree-ring data Wavelet Analysis. Advances in Space Research, 29, 1985-1988.

Rigozo, N.R. et al., 2004: Search for solar periodicities in tree-ring widths from Concórdia (S.C., Brazil). Pure and Applied Geophysics, 161, 221-233.

Rigozo, N.R. et al., 2008: Solar maximum epoch imprints in tree-ring width from Passo Fundo, Brazil (1741-2004). Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 70, 1025-1033.

Robertson, A.W. e C.R. Mechoso, 2000: Interannual and interdecadal variability in the South Atlantic Convergence Zone. Monthly Weather Review, 128, 2947-2957.

Roosevelt, A. C. *et al.*, 2002: The migrations and adaptations of the first americans: Clovis and Pré-Clovis viewed from South America. In: The First Americans: The Pleistocene Colonization of the New World. [N. G. Jablonski (Ed.)]. Memoirs of the California Academy of Sciences, 27, 159-235, San Francisco.

Roosevelt, A. C. et al., 1991. Eighth millennium pottery from a Prehistoric Shell Midden in the Brazilian Amazon. Science, 254, 1621-1624,

Roosevelt, A. et al., 1996: Paleoindian cave dwellers in the Amazon: The peopling of the Americas. Science, 272, 373-384.

Rosa, A.O., 2004: Assentamentos pré-históricos da região de Serranópolis: Análise dos restos faunísticos. Pesquisas - Série Antropologia, 60, 221-264.

Rühlemann, C. *et al.*, 1999: Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. Nature, 402, 511-514.

Saia, S.E.M.G. et al., 2008: Late glacial vegetation changes in the Atlantic Forest, Southeastern Brazil. Quaternary Internacional, 184, 195-201.

Saldarriaga, J. e D.C. West, 1986: Holocene fires in the Northern Basin. Quaternary Research, 26, 358-366. Sanford, R.L. et al., 1985: Rain forestfires. Science, 227, 53-55.

Santos G.M. *et al.*, 2000: 14C AMS dating of fires in the central Amazon rain forest. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B., 172(1-4), 761-766.

Sarmiento, J.L. *et al.*, 2004: Response of ocean ecosystems to climate warming. Global Biogeochemical Cycles, 18(3).

Sarmiento, J.L., et al., 2004. There is a Corrigendum (24 November 2011) associated with this document. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. Nature 427, 56-60 (1 January 2004) | doi:10.1038/nature02127; Received 11 May 2003; Accepted 8 October 2003

Schaan, D., 2007: Uma janela para a história pré-colonial da Amazônia: olhando além - e apesar - das fases e tradições. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Humanas, v. 2, nº 1, 77-89.

Scheel-Ybert, R. *et al.*, 2003: Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil  $\delta$  13C analysis. The Holocene, 13(1), 73-81.

#### PRIMEIRO RELATÓRIO DE AVALIAÇÃO NACIONAL

Scheel-Ybert, R. et al., 2008: A new age to an old site: the earliest Tupiguarani settlement in Rio de Janeiro State? Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80(4), 763-770.

Scheinsohn, V., 2003: Hunter-gatherer archaeology in South America. Annual Review of Anthropology, 32, 339-361.

Schmidt, M.W., Vautravers, M;J., Spero H.J., 2006. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard–Oeschger cycles. Nature 443, 561-564 (5 October 2006) | doi:10.1038/nature05121;

Schmitz, P.I. et al., 2004: Arqueologia nos Cerrados do Brasil Central - Serranópolis III. Pesquisas - Série Antropologia, 60. 286 p.

Seltzer, G. et al., 2000: Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. Geology, 28, 35-38.

Servant, M. e S. Servant-Vildary, 2003: Holocene precipitation and atmospheric changes inferred from river paleowetlands in the Bolivian Andes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 194, 187-206.

Shennan, S., 2001: Demography and cultural innovation: a model and its implications for the emergence of modern human culture. Cambridge Archaeological Journal, 11(1), 5-16.

Sifeddine A. et al., 1994: La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie Orientale, Brésil): Relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. Bulletin Société Géologique de France, 165, 613-621.

Sifeddine, A. *et al.*, 2008: Laminated sediments record changes in terrestrial runoff, upwelling productivity and redox conditions off the central Peruvian coast over the past 500. Progess in Oceanography, 79, 190-197.

Skinner, L.C. et al., 2010: Ventilation of the deep southern ocean and deglacial CO2 rise. Science, 328, 1147-1151.

Soubiès, F., 1980: Existence d'une phase sèche en Amazonie Brésilenne par la présence de charbons dans le sols (6000-3000 ans BP). Cahiers ORSTOM, série Géologie, 11(1), 133-148.

Sousa, S.H.M. et al., 2006. Mid-lower bathyal benthic foraminifera of the Campos Basin, Southeastern Brazilian margin: Biotopes and controlling ecological factors. Marine Micropaleontology (Impact Factor: 1.93). 01/2006; 61:40-57. DOI:10.1016/j.marmicro.2006.05.003

Souto, D. et al., 2011: Marine sediments from Southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 299, 49-55.

Stager, J.C. et al., 2011: Catastrophic drought in the Afro-Asian monsoon region during Heinrich Event 1. Science, 331, 1299-1302

Stramma, L. e M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research, 104(C9), 20,863-20,883.

Stríkis, N.M. et al., 2011: Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on speleothem record from central-eastern Brazil. Geology 39, pp. 1075-1078, doi:10.1130/G32098.

Suguio K. et al., 1985: Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15, 273-286.

Suguio, K. et al., 2005: Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: Quaternário do Brasil [Souza, C.R. de G. et al. (Orgs.)]. Ribeirão Preto: Holos Editora, pp. 114-129.

Sylvestre, F. et al., 1998: Le dernier maximum glaciaire (21 000-17 000 14C ans B. P.) dans les Andes tropicales de Bolivie d'après l'étude des diatomées, C. R. Acad. Sci. Paris, 327, 611 -618.

Thomas, M.F., 1994: Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. New York, NY: John Willey & Sons, 460 pp.

Thomas, M.F., 2008: Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. Geomorphology, 101, 146-158.

Timmermann, A. et al., 2007: The influence of a weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. Journal of Climate, 20, 4899-4919.

Toledo, F.A.L. *et al.*, 2007a: Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? Marine Micropaleontology, 64, 67-79.

Toledo, F.A.L. *et al.*, 2007b: Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. Global and Planetary Change, 57, 383-395.

Valdés, J. et al, 2008: 250 years of sardine and anchovy scale deposition record in Mejillones Bay, Northern Chile. Progress in Oceanography, 79(2-4), 198-207.

Vellinga, M. e R.A. Wood, 2002: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. Climatic Change, 54, 251-267.

Vink, A., et al., 2004: Coccolithophorid and Dinoflagellate Synecology in the South and Equatorial Atlantic: Improving the paleoecological significance of phytoplanktonic microfossils. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., S. Mulitza e V. Ratmeyer, V. (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 101-120.

Vitousek, P.M. et al., 1997: Human domination of Earth's ecosystems. Science, 277, 494-499.

Voelker, A.H.L. *et al.*, 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. Quaternary Science Reviews, 21, 1185-1212.

Voigt, I. *et al.*, 2013: A submarine canyon as a climate archive: interaction of the Antarctic intermediate water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). Marine Geology, 341, 46-57.

Volbers, A.N.A. e R. Henrich, 2004: Calcium carbonate corrosiveness in the South Atlantic during the last glacial maximum as inferred from changes in the preservation of Globigerina bulloides: A proxy to determine deep-water circulation patterns? Marine Geology, 204, 43-57.

Vuille, M. e M. Werner, 2005: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. Climate Dynamics, 25, 401-413.

Waguespack, N., 2007: Why we're still arguing about the Pleistocene occupation of the Americas. Evolutionary Anthropology, 16, 63-74.

Wainer, I. et al., 2005: Last glacial maximum in South America: paleoclimate proxies and model results. Geophysical Research Letters 32(L08702), doi:10.1029/2004GL021244.

Wang, X. et al., 2004: Wet periods in Northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. Nature, 432, 740-743. Wang, X. et al., 2007a: Millennial-scale precipitation changes in Southern Brazil over the past 90,000 years. Geophysical Research Letters 34(L23701), doi:10.1029/2007GL031149.

Wang, X. *et al.*, 2007b: Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: Speleothem evidence and possible high-latitude forcing. In: Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts [Schmittner, A., J.C.H. Chiang e S. Hemming (Eds.). Washington, AGU, 279-294.

Wang, X. et al., 2006: Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. Quaternary Science Reviews, 25, 3391-3403.

Wang, Y. *et al.*, 2008: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature, 451, 1090-1093.

Wang, Y.J. et al., 2001: A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 294, 2345-2348.

Weldeab, S. et al., 2006: Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. Earth and Planetary Science Letters, 241, 699-706.

Whitlock, C., 2004: Forests, fires and climate. Nature, 432, 28-29.

Whitlock, C. et al., 2006: Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5S), Argentina. Quaternary Research, 66, 187-201

Wüst, I. e C. Barreto, 1999: The ring villages of Central Brazil: a challenge for Amazonian archaeology. Latin American Antiquity, 10(1), 3-23.

Xie, P. e P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bulletim of the American Meteorological Society, 78, 2539-2558.

Ybert, J.-P. *et al.*, 2003: Environmental and sea-level variations on the Southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 189, 11-24.